XIX^e CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL

MONOGRAPHIES RÉGIONALES

3^e Série : MAROC - N° 6

GÉOLOGIE DU MAROC

FASCICULE I

1^re PARTIE

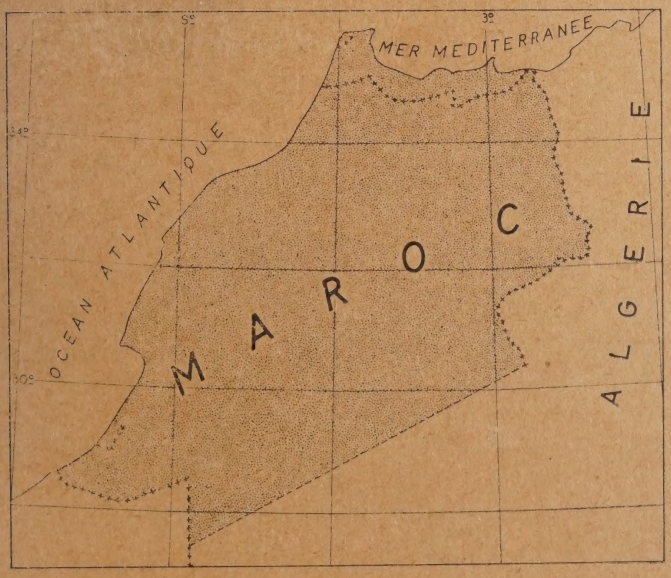
APERÇU STRUCTURAL

par G. CHOUBERT et J. MARÇAIS

2^e PARTIE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU DOMAINE DE L'ANTI-ATLAS

par G. CHOUBERT



RABAT 1952

UNIVERSITY OF
ILLINOIS LIBRARY
AT URBANA-CHAMPAIGN
OAK STREET
LIBRARY FACILITY

Digitized by the Internet Archive
in 2025 with funding from
University of Illinois Urbana-Champaign Alternates

https://archive.org/details/geologiedumaroc01unse

GÉOLOGIE DU MAROC

Cet ouvrage a été tiré à 4 000 *exemplaires sous le n°* 6, 3e *série (Maroc) des Monographies régionales du XIXe Congrès Géologique International et à* 1 000 *exemplaires sous le n°* 100 *des Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc.*

556.4
G2923

SOMMAIRE

1re PARTIE

APERÇU STRUCTURAL

par G. CHOUBERT et J. MARÇAIS

INTRODUCTION 9

CHAP. I. — *Le Domaine de l'Anti-Atlas* 13

CHAP. II. — *Le Domaine atlasique* 29

CHAP. III. — *Le Domaine rifain* 63

2e PARTIE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU DOMAINE DE L'ANTI-ATLAS

par G. CHOUBERT

CHAP. I. — *Historique succinct de l'exploration géologique de l'Anti-Atlas* 77

CHAP. II. — *Précambrien* 83

CHAP. III. — *Paléozoïque* 97

CHAP. IV. — *Evolution post-hercynienne* 141

BIBLIOGRAPHIE 173

INDEX DES PLANCHES 195

PREMIÈRE PARTIE

APERÇU STRUCTURAL

par G. CHOUBERT et J. MARÇAIS

Service Géologique du Maroc

INTRODUCTION

Situé à l'extrémité occidentale de l'Afrique du Nord, le Maroc fait partie de la marge méditerranéenne du continent africain, sorte d'avant-pays bordant au N le bouclier saharien rigide. Son histoire géologique répète trois fois les mêmes phénomènes. Elle se divise ainsi en trois chapitres, semblables dans leurs grandes lignes ; chacun comporte d'abord les allées et venues de la Méditerranée qui recouvre le talus africain de sédiments, puis l'érection d'une chaîne orogénique nouvelle le long du bord N de l'Afrique, enfin le démantèlement de cette chaîne et son incorporation dans la plate-forme africaine. Ces trois grands chapitres sont :

1. Le dernier cycle orogénique précambrien (Précambrien II et III) au cours duquel un premier bourrelet frontal d'orientation générale E – W, s'est formé en bordure du Sahara. Il constitue l'ossature du *Domaine de l'Anti-Atlas*, domaine le plus méridional du Maroc et qui peut être rattaché aujourd'hui au Sahara.

2. Le cycle orogénique calédono-hercynien, dont le matériel sédimentaire s'est déposé au cours du Paléozoïque, a flanqué ce nouveau bord africain d'une deuxième chaîne liminaire qui forme le *Domaine atlasique*, purement marocain. Ses éléments tectoniques sont dirigés N – S dans sa partie occidentale, s'orientent au NE dans le Massif central marocain, pour devenir E–W dans le Maroc oriental.

3. Enfin, le cycle orogénique alpin, dont la phase de lithogénèse englobe le Secondaire et le Tertiaire, a créé en avant de ce double édifice une troisième chaîne, sous forme du *Domaine rifain* déjà subeuropéen, ou mieux méditerranéen. Dans les zones restées plastiques du Domaine atlasique, l'orogénie alpine a élevé le Moyen et le Haut Atlas.

Effectivement, chaque cycle orogénique a également replissé — ou tout au moins déformé — les chaînes formées antérieurement. L'ensemble apparaît donc aujourd'hui comme un édifice complexe, où les effets de chaque plissement successif sont influencés par les caractères structuraux dus aux plissements antérieurs. Ces prédispositions structurales et architecturales se traduisent d'ailleurs non seulement pendant l'orogénèse, mais aussi tout au long de la lithogénèse. Autant d'un domaine à l'autre que dans les limites de chaque domaine, elles conditionnent et influencent l'avancée des transgressions marines et les modalités de la sédimentation.

C'est dans l'Anti-Atlas que l'histoire orogénique apparaît la plus

complète (1). Cette chaîne, la plus anciennement formée, a en effet subi trois cycles orogéniques successifs. Au cours du dernier cycle orogénique précambrien, des séries plastiques puissantes et monotones, du type géosynclinal (Précambrien II), s'y déposèrent et furent ensuite violemment plissées et intensément granitisées. L'époque de destruction de cette dernière chaîne précambrienne (Précambrien III) fut longue et complexe. Elle a été entrecoupée par une succession de phases tectoniques posthumes, accompagnées par un volcanisme (surtout rhyolitique) d'une intensité extraordinaire, ainsi que par la mise en place des derniers granites. Au cours du cycle calédono-hercynien, ce domaine est déjà à demi figé. Au Paléozoïque, la sédimentation y est moins profonde, les séries moins puissantes. Néanmoins la subsidence pourra s'exercer encore dans certaines parties privilégiées. L'orogénie hercynienne y a donné des plissements de couverture alternant avec des plis de fond locaux, puis a soulevé le tout en un gigantesque bombement de fond. Cependant, la rigidité de la dernière chaîne précambrienne fut suffisante pour empêcher la granitisation hercynienne. Les dolérites sont la seule venue éruptive. Le bombement de fond anti-atlasique ne sera plus jamais submergé. Il est d'ores et déjà définitivement incorporé au continent africain. Les transgressions du cycle alpin ne pourront pas l'envahir : ainsi la transgression mésocrétacée, dont on connaît l'étendue au Sahara, tentera tout au plus de le contourner. L'orogénie alpine ne pourra plus produire de plissements dans cette masse inerte. Elle la soulèvera en un puissant massif rigide qui se fracturera longitudinalement. Des volcans phonolitiques accompagnent ces fractures. Les phases d'érosion successives sculpteront dans ce vaste massif les reliefs de la chaîne anti-atlasique actuelle.

Le Domaine atlasique n'a pas atteint un stade d'évolution aussi avancé, car il n'a subi que deux cycles orogéniques, et cependant son architecture, née dès le cycle hercynien, est bien plus complexe. Son matériel plastique « géosynclinal », formé au cours de l'ère primaire, n'est plissé que modérément, les plissements hercyniens étant plus faibles que les plissements précambriens. Sa granitisation est également faible et localisée. La glyptogénèse, interrompue par les dernières phases orogéniques, a commencé très tôt (dès le Westphalien) pour ne se terminer qu'au Trias. C'est à cette époque, où l'aplanissement devait être pratiquement achevé, que s'est développée une gigantesque phase effusive basaltique dont on retrouve les témoins jusqu'en bordure du géosynclinal méditerranéen. Il faut remarquer que ces basaltes ne sont pas connus dans l'Anti-Atlas. Les caractéristiques de la chaîne hercynienne ont défini toute l'histoire ultérieure de ce domaine : au cours de la lithogénèse alpine, c'est-à-dire pendant le Secondaire et le début du Tertiaire, les zones les plus rigides, granitisées et métamorphisées, resteront émergées ou seront recouvertes par des séries néritiques peu épaisses. Par contre, les zones restées plastiques verront naître des séries subsidentes puissantes, mais limitées dans le temps (Lias et Dogger). Ce sont ces dernières qui donneront, au cours de l'oro-

(1) Nous appellerons Anti-Atlas la totalité de la chaîne qui, au S du Haut Atlas, s'étend de l'embouchure du Dra et d'Ifni au Tafilalt.

génie alpine, les chaînes plissées du Moyen et du Haut Atlas qui sont, à notre sens, les éléments orographiques qui caractérisent le mieux le Maroc. Les zones rigides, par contre, resteront tabulaires et joueront en bombements ou en cuvettes de fond.

Dans le Domaine rifain en son état présent, nous ne voyons que les effets du cycle alpin, le dernier en date, qui a donné à chacun des domaines sa forme actuelle. Son matériel géosynclinal plastique est formé au cours du Secondaire et du Tertiaire. La violence des poussées venues du N a provoqué sans doute un écaillage intense de son tréfond, cause initiale du déferlement, par gravité, des couvertures sédimentaires éminemment plastiques en nappes de charriage, contre un avant-pays plus rigide. Arrière-pays du massif bétique, le Rif ne prendra sa structure définitive qu'au cours des phases alpines tardives. Aucune trace de granitisation n'y apparaît. L'activité magmatique est réduite à quelques injections de roches basiques d'âge tertiaire (aïounites) dans sa zone externe. Par contre, sur sa périphérie, un volcanisme intense syntectonique (trachytes et andésites) et post-tectonique (basaltes, ankaratrites, phonolites) est largement développé.

Ce schéma rapidement esquissé est évidemment trop succinct et forcément incomplet. Il est évident que chacun des trois domaines a un substratum antérieur au cycle orogénique principal qui a défini sa physionomie. Recouvert par des formations plus récentes, ce dernier ne nous est connu que par des boutonnières plus ou moins exiguës apparaissant à la faveur d'accidents tectoniques (plis de fond, contacts anormaux, cassures), il se prête donc mal à l'étude géologique et ne permet pas de reconstituer l'histoire ancienne d'un domaine.

Au N du Domaine rifain, le matériel des massifs paléozoïques bordant la Méditerranée s'apparente entièrement aux faciès bétiques. Par contre, vers le S, le socle ancien de ce domaine n'apparaît que sous forme de lambeaux de Paléozoïque, emballés dans les nappes de couverture, souvent liés au Trias « intrusif » et amenés avec lui de la profondeur. On y rencontre des granites, des cipolins, des micaschistes, des gneiss, des amphibolites, qui représentent un matériel très disparate, vraisemblablement en partie anté-hercynien. Il est évident que la reconstitution des édifices profonds auxquels ces lambeaux ont été arrachés, est impossible.

Dans le Domaine atlasique, le socle est précambrien. Ce sont des schistes satinés, peu métamorphiques, pratiquement non granitisés (Précambrien II). On les connaît surtout dans la boutonnière de Skoura, au N d'Ouarzazate, et dans l'Atlas oriental (Plaine d'Aïn Chaïr–Safsaf–Tamlelt). Ces formations plissées E–W paraissent prolonger vers le N l'ensemble précambrien de l'Anti-Atlas.

Le socle de l'Anti-Atlas est plus intéressant, car il est constitué des formations les plus anciennes connues au Maroc : le Précambrien I. Ce sont des micaschistes intensément granitisés, des migmatites et des orthogneiss à orientation sensiblement méridienne qui, de ce fait, se rattachent à l'ancien socle du bouclier africain. Il semble qu'à cette époque ancienne, le Maroc proprement dit, formé d'une succession de chaînes liminaires,

n'existait pas encore. Les chaînes précambriennes (birrimiennes) africaines devaient se continuer alors vers le N, à travers l'emplacement actuel du Maroc.

Aujourd'hui les trois domaines sont séparés par des couloirs déprimés, bordés par des accidents tectoniques majeurs à déversement vers le S. Entre le Domaine de l'Anti-Atlas et le Domaine atlasique s'allonge le sillon préafricain bordé au N, au pied du Haut Atlas, par l'accident sud-atlasien, véritable limite tectonique séparant les deux domaines. Au N, entre le Domaine atlasique et le Domaine rifain, s'intercale le couloir sud-rifain, en quelque sorte la plus récente des avant-fosses du Rif. Généralement bordé au N par le front de la première nappe du système rifain, la Nappe prérifaine, il forme une dépression allongée, dans laquelle s'est écoulé, au Miocène, le matériel plastique de sédiments crétacés et tertiaires qui constituent cette nappe.

Cette description rapide montre que la disposition architecturale du Maroc réalise une gamme de dispositions tectoniques particulièrement variée. On peut y reconnaître, dans une même chaîne, les effets visibles d'au moins trois orogénies superposées dans le temps, ou juxtaposées dans l'espace du S au N : tectonique de matériel plastique, semi-rigide et complètement figé.

CHAPITRE I

LE DOMAINE DE L'ANTI-ATLAS[1]

A — APERÇU D'ENSEMBLE

a) Les limites naturelles

Le Domaine de l'Anti-Atlas est bordé au N par le sillon préafricain à remplissage de Crétacé et de Tertiaire partiellement continentaux (Sous, couloir d'Ouarzazate – Tinerhir, plaines et hammadas de Ksar es Souk – Boudenib). Sa limite architecturale avec le Domaine atlasique suit assez fidèlement le pied S du Haut Atlas, souligné par l'accident alpin sud-atlasien. Sensiblement rectiligne dans l'ensemble, et orienté WSW–ENE à l'W, E–W à l'E, cette limite décrit une brusque avancée au droit du « col du Sous » pour contourner le « promontoire de l'Ouzellarh » (Bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas). A l'extrême E, elle englobe les collines de Talzaza (Bou Kaïs) et les sépare ainsi du noyau primaire de Tamlelt, faisant partie de l'Atlas oriental.

La limite S du Domaine de l'Anti-Atlas est moins précise. Tectoniquement c'est l'ensemble des bassins carbonifères, le bassin synclinal de Tindouf à l'W, le bassin un peu plus complexe de Colomb Béchar (Kenadza) à l'E. Ils sont séparés par la chaîne d'Ougarta, élément structural saharien qui n'est autre qu'une virgation de l'Anti-Atlas. Ses éléments prennent naissance dans l'Anti-Atlas central et oriental et traversent ensuite obliquement (NW–SE) le Sahara septentrional.

Géographiquement, le Domaine de l'Anti-Atlas est limité au S par la ceinture des grandes hammadas crétacées et pontico-pliocènes : Hammada du Dra recouvrant le bassin de Tindouf, Hammadas de la Daoura, de Tounassine, de Taouz et le Kem Kem, superposés à une vaste zone d'ennoyage de la chaîne d'Ougarta ; enfin la Hammada du Guir contournant l'Anti-Atlas à l'E et masquant son raccord avec le bassin de Colomb Béchar et la région de Talzaza (Bou Kaïs).

b) Les grandes lignes structurales

Les grandes lignes architecturales de l'Anti-Atlas sont relativement

(1) En plus du « Schéma structural du Maroc », voir aussi la carte géologique de l'Anti-Atlas jointe à la 2e partie de cet ouvrage.

simples. C'est un gigantesque bombement de fond, soulevé déjà à la fin de l'orogénie hercynienne, puis exhaussé par les phases successives des mouvements alpins. Au point de vue lithologique, les différents termes de sa série stratigraphique sont nettement individualisés et, malgré des changements latéraux de faciès, gardent leur individualité et restent parfaitement reconnaissables d'un bout à l'autre de la chaîne.

Ce matériel modérément plissé, constitué d'une alternance d'éléments résistants (calcaires, laves, quartzites) et de séries schisteuses tendres, fut travaillé par plusieurs cycles d'érosion qui correspondent aux étapes successives du soulèvement alpin. Au point de vue orographique, il en est résulté un ensemble cohérent de massifs montagneux arasés et de reliefs appalachiens emboîtés, qui gardent les empreintes des surfaces d'érosion anciennes et sont caractéristiques pour chaque terme stratigraphique.

C'est ainsi qu'orographiquement l'Anti-Atlas comporte une chaîne axiale formée de terrains résistants du Précambrien et du Géorgien, entourée de plaines périphériques établies sur les séries schisteuses qui s'échelonnent de l'Acadien au Carbonifère. Au N, les plaines périphériques se confondent avec le sillon préafricain ; au S, elles sont largement développées. Des chaînes ou crêtes monoclinales formées de quartzites ou de calcaires résistants, telles que le Bani (quartzites ordoviciens), l'Ouarkziz (calcaires viséens), les cloisonnent longitudinalement et soulignent leur structure tectonique.

La chaîne axiale de l'Anti-Atlas peut être subdivisée en trois tronçons inégaux :

L'Anti-Atlas occidental allant de l'Océan approximativement jusqu'à une transversale partant de la naissance de la plaine du Sous vers le S, ou plutôt le SE.

L'Anti-Atlas central est compris entre cette transversale et la « tarhia » (cluse) du Dra ; il comprend le massif du Siroua.

Enfin *l'Anti-Atlas oriental* est constitué du Jebel Sarhro et du Tafilalt.

Au point de vue structural, on peut distinguer dans l'Anti-Atlas trois directions hercyniennes nettement individualisées :

La *direction mésétienne*, sensiblement méridienne, caractérise surtout l'Anti-Atlas occidental.

La *direction atlasique*, SW–NE ou WSW–ENE, est la direction prédominante qui a défini l'orientation générale de la chaîne.

Enfin la *direction ougartienne*, que nous avons déjà signalée, est NW–SE. Les éléments ougartiens s'individualisent dans la moitié S de la chaîne. Ils caractériseront surtout l'Anti-Atlas central et oriental.

Ces trois directions hercyniennes se superposent aux directions franchement E–W de la dernière chaîne précambrienne, c'est-à-dire des schistes et des quartzites du Précambrien II. Enfin le socle de cette dernière chaîne, formé de micaschistes et migmatites du Précambrien I, montre surtout des directions méridiennes.

Etant donné la très grande différence de puissance du Géorgien, qui tombe de 5 000 mètres à l'W (Akhsas), à quelques dizaines de mètres à l'E (Ougnat), ainsi que l'importance très inégale des différents plis de fond précambriens, il est difficile de définir avec précision la zone d'exaltation maxima de la chaîne. Cette zone doit correspondre sensiblement à l'Anti-Atlas central qui se prolonge vers le N par le massif du Siroua et le Bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas. C'était d'ailleurs également la zone d'exaltation maxima de la dernière chaîne précambrienne. Effectivement, dans l'Anti-Atlas central, ainsi que dans la partie orientale de l'Anti-Atlas occidental, les « taches » précambriennes sont constituées par du Précambrien I. En dehors de cette zone centrale, le Précambrien I n'apparaît plus que d'une façon accidentelle et les « taches » précambriennes ne sont plus formées que des schistes et des quartzites du Précambrien II.

Les deux ailes de la chaîne — Anti-Atlas occidental *sensu stricto* et Jebel Sarhro — sont symétriques par rapport à l'Anti-Atlas central. Chaque aile se termine par une succession de plis de fond plus ou moins individualisés, et séparés de la chaîne par des ennoyages d'axe plus ou moins prononcés. A l'extrémité W de la chaîne, ce sont les deux *massifs du Bas Dra et d'Ifni*, orientés respectivement selon la direction atlasique (SW–NE) et mésétienne (subméridienne). Le premier est séparé de l'Anti-Atlas proprement dit par la vaste zone d'ennoyage de Goulimine, occupée par des synclinaux acadiens et ordoviciens dits du *Bani plissé*. Le second est relié au *massif du Kerdous* — le plus grand pli de fond de l'Anti-Atlas occidental — par le plateau géorgien du col des Akhsas, traversé du N au S par les structures compliquées du J. Inter – Chaînon de Bou Izakarn. Il sépare les vastes synclinaux acadiens de Tiznit (avec ses deux « golfes » de Mirhert et d'Agadir Bouadane) et d'Aneja.

A l'E, c'est d'abord le massif faillé de l'Ougnat, séparé de celui du Sarhro par le Tizi (col) n'Telgane ; puis, bien plus à l'E, au-delà du Tafilalt, le petit massif de Gara el Anes à moitié masqué par la Hammada du Guir. Enfin, de l'autre côté de cette hammada, se trouve le massif du Bou Kaïs (Talzaza), dernier pli de fond précambrien de l'Anti-Atlas. Ces deux derniers plis de fond ne font apparaître que des conglomérats et des laves du Précambrien III.

B — CHAINE MONTAGNEUSE ANTI-ATLASIQUE [1]

a) Constitution géologique

La principale caractéristique de l'Anti-Atlas est le large développement du Géorgien, notamment des calcaires géorgiens [2]. Cette série, essentielle-

(1) Voir la planche 10 : Schéma tectonique des plissements hercyniens.

(2) Pour simplifier l'exposé et rester dans les traditions établies, nous comprendrons sous le nom du Géorgien *s.l.* toutes les formations comprises entre la première transgression marine postérieure au Précambrien III et les premières couches à *Paradoxides*. En réalité, cet ensemble comprend deux cycles sédimentaires indépendants, séparés par une régression très générale. Dans toute la rigueur du terme, le Géorgien ne devrait désigner que le deuxième de ces cycles, qui a fourni des Archæocyathidés et la faune primordiale à *Olenellus*. Le premier cycle serait à paralléliser avec tout ou partie du Beltien américain ou de l'Infracambrien de P. Pruvost.

ment calcaire, atteint 5 000 m d'épaisseur dans la fosse de subsidence de la partie NW de l'Anti-Atlas occidental, fosse par laquelle se termine au SW le « géosynclinal calédonien » que nous étudierons dans les chapitres consacrés au Domaine atlasique.

Les calcaires du Géorgien jouent un rôle très important dans l'Anti-Atlas occidental et la moitié S de l'Anti-Atlas central. Ils sont parfois tabulaires, mais généralement fortement plissés ou même intensément plissotés, ce qui ne peut s'expliquer que par leur décollement, tout au moins local, par rapport à leur substratum.

Les calcaires géorgiens conservent d'une façon remarquable l'ancienne surface d'érosion qu'on considère comme anté-miocène (surface « préhammadienne ») : la chaîne montagneuse de l'Anti-Atlas, malgré sa tectonique tourmentée, se présente sous forme d'un « plateau » parfaitement nivelé, mais profondément disséqué par un réseau hydrographique surimposé.

Vers le NE, en dehors des limites de la fosse de subsidence, le Géorgien perd sa puissance, les calcaires diminuent d'épaisseur et donnent le pas aux grès qui se développent au milieu et au sommet de la série géorgienne. Aussi le rôle orographique du Géorgien se réduit de plus en plus vers l'E. Dans l'Anti-Atlas oriental, et déjà dans la moitié N de l'Anti-Atlas central, ce rôle est joué par les séries de laves et de conglomérats du Précambrien III.

Les formations précambriennes apparaissent tout au long de la chaîne sous forme de boutonnières (ou « taches ») au cœur des plis de fond. Dans l'Anti-Atlas occidental, elles s'ouvrent au milieu de vastes étendues calcaires. Les « taches » s'orientent ici en deux alignements, l'un formant la dorsale de la chaîne, l'autre jalonnant son flanc S. Dans l'Anti-Atlas central, par suite de la diminution de l'épaisseur des calcaires géorgiens, les « taches » précambriennes se groupent et ne sont plus séparées que par des synclinaux cambriens. Enfin la dorsale de l'Anti-Atlas oriental — le Jebel Sarhro — est presque entièrement précambrienne. Le Cambrien n'en forme pratiquement que l'enveloppe externe.

D'une façon générale et quelque peu schématique, chaque « tache » précambrienne comporte une zone centrale formée de Précambrien I ou II, entourée de conglomérats et de laves du Précambrien III. Le Précambrien I (micaschistes, migmatites, granites) forme les « taches » de l'Anti-Atlas central et de la partie orientale de l'Anti-Atlas occidental. Le Précambrien II avec ses quartzites, ses schistes faiblement métamorphiques et ses granites, se développe dans les deux ailes de la chaîne : Anti-Atlas occidental et oriental. Le Précambrien III est très largement développé le long du bord N de la chaîne et diminue d'importance du N au S. Il est le plus puissant et le plus complet dans la partie centrale de la chaîne (Irhiri, Tifernine). Les rhyolites, assez résistantes à l'érosion, forment souvent des sommets importants (J. Fidoust 2 225 m, J. Aklim 2 531 m, point culminant de l'Anti-Atlas occidental, Irhiri 2 048 m, Zerzoum 1 874 m, Anfgoug 1 810 m, Maouas 1 923 m dans l'Anti-Atlas central, enfin Oumalou Mansour 2 712 m dans le Sarhro).

Cependant les plus beaux sommets de l'Anti-Atlas sont formés de

quartzites du Précambrien II, qui sont les roches les plus résistantes de la chaîne (J. Lkst 2 359 m, massif des Ida ou Zekri 2 110 m, J. Iguiguil 2 384 m, J. Igouine 2 115 m). Ils prennent un large développement le long de la dorsale de l'Anti-Atlas occidental, c'est-à-dire selon une zone orientée WSW-ENE, allant du Lkst à Tazenakht. Les schistes et les granites des Précambriens I et II sont par contre des roches tendres, facilement évidées et aplanies par l'érosion. Ainsi la plupart des « taches » précambriennes peuvent servir d'exemples typiques d'inversion de relief : elles se présentent sous forme de plaines internes bordées de quartzites et entourées de hautes falaises couronnées de rhyolites du Précambrien III ou de calcaires géorgiens.

b) L'Anti-Atlas occidental

Comme nous l'avons dit plus haut, dans l'Anti-Atlas occidental prédominent les directions mésétiennes sensiblement méridiennes. On les retrouve autant dans la forme des plis de fond précambriens que dans l'orientation des éléments tectoniques affectant les calcaires cambriens. Les plis de direction atlasique sont repoussés au S. Ils affectent les formations postcambriennes et bordent ainsi, au S, la chaîne montagneuse. Un des principaux éléments atlasiques est ici le massif du Bas Dra (J. Guir — J. Taïssa), pli de fond indépendant de l'Anti-Atlas proprement dit. Mais même à l'intérieur de la chaîne, on retrouve l'influence atlasique qui se superpose obliquement aux éléments mésétiens. C'est ainsi que les « taches » précambriennes tendent à se disposer ici en deux alignements parallèles : l'alignement de la dorsale au N, celui des Tagragras au S. Chaque rangée est formée de « taches » allongées N–S. De même, la zone synclinale qui les sépare est subdivisée en trois synclinaux indépendants (Issafèn, Tagmout et Imi n'Tatelt) par des bombements transversaux.

Nous avons vu qu'à l'W, c'est d'abord le massif d'Ifni, orienté N–S, qui longe la côte. A l'E du col des Akhsas et du chaînon mésétien du J. Inter—Bou Izakarn, s'étend le massif complexe du Kerdous, dont la terminaison périclinale N (Aït Baha), ainsi que les deux avancées S (le Tazeroualt et la plaine des Aït ou Afka), traduisent nettement l'orientation mésétienne. Par contre, à l'intérieur du massif, règnent les directions précambriennes W–E ou même WNW–ESE.

Le Kerdous est bordé à l'E par le synclinal N–S très continu de Toufelast–Irhir n'Issi qui traverse de part en part la chaîne axiale. Son extrémité S tend déjà à s'orienter SW–NE. Un élément mésétien anticlinal, non moins continu, lui fait suite, à partir duquel commencera la double rangée de « taches » précambriennes signalée précédemment. Cet anticlinal est jalonné par les « taches » d'Aït Abdallah (Tazalakht) et d'Alma et est relayé au N par les premiers massifs d'Irherm, au S par la grande Tagragra d'Akka.

Les « taches » de l'alignement de la dorsale sont soudées entre elles. Cependant, la forme de chaque élément anticlinal est grossièrement elliptique, à grand axe orienté N–S ou NNE–SSW. Ce sont les massifs d'Irherm, avec Ida ou Zekri et Ida ou Zaddout, à l'W du poste d'Irherm, et l'ellipse

du J. Fidoust à l'E. Ils sont suivis par l'ellipse du J. Aklim, les régions d'Azrhar (Zalen) et du J. Iguiguil, enfin la « tache » d'Agadir Melloul. L'alignement se termine par la vaste tache du Précambrien I d'Iguerda qui fait déjà partie de l'Anti-Atlas central.

La dorsale est bordée au N par quelques « taches » de dimensions plus réduites, orientées W–E ou WSW–ENE, le massif faillé de l'Oued Arhèn et la « tache » de Tazoult — Tizi n'Tarhatine, suivie par la route Taliouine — Tazenakht, et qui appartient déjà, comme celle d'Iguerda, à l'Anti-Atlas central.

L'alignement S débute par la grande Tagragra d'Akka, divisée en deux éléments mésétiens par « l'éperon du doigt » (Taourirt). Elle est reliée à la Tagragra de Tata, dont la forme en croissant évoque les directions ougartiennes, par un élément atlasique des J. Tanamrout — J. Azroulis comportant plusieurs petites « taches » du Précambrien III.

Nous avons vu que la région NW de l'Anti-Atlas occidental faisait encore partie du géosynclinal calédonien et était caractérisée, au cours du Cambrien, par une subsidence particulièrement intense. Le Géorgien *s.l.* seul y atteint 5 000 m de puissance. Or, les directions mésétiennes n'apparaissent pratiquement que dans cette fosse de subsidence. Par contre, dès qu'on la quitte, on rencontre des plis orientés parallèlement à ses bords : ce sont, au SE, les plis d'orientation WSW–ENE qui caractérisent le « Bani plissé » et les plaines périphériques, à l'E, en bordure de l'Anti-Atlas central (région de Taliouine), des éléments de forme aberrante s'orientant selon la direction ougartienne (NW–SE).

c) L'Anti-Atlas central

La structure de l'Anti-Atlas central est bien plus complexe. C'est un véritable nœud tectonique, où les trois directions s'enchevêtrent. C'est dans cette zone centrale que le faisceau de plis atlasiques, repoussé jusque là au bord S de la chaîne, va la traverser en écharpe pour former ensuite la dorsale de l'Anti-Atlas oriental, c'est-à-dire le chaînon de Tifernine – Sarhro – Ougnat. C'est ici aussi que naît le principal élément ougartien : le chaînon de Bou Azzer – El Graara – Zagora, qui, au-delà du Coude du Dra, va disparaître sous le Crétacé des Kem Kem. D'ailleurs, comme le faisceau des plis atlasiques, celui des plis ougartiens traverse l'Anti-Atlas central de part en part. Au croisement de ces deux systèmes, se trouve le vaste dôme des Zenaga, la plus grande « tache » du Précambrien I de tout l'Anti-Atlas, dont le grand axe est orienté selon la direction mésétienne. D'autres éléments mésétiens s'intercalent ça et là entre les plis atlasiques et ougartiens, complétant l'enchevêtrement général. Du fait de ces croisements, certains éléments synclinaux affectent la forme de brachysynclinaux arrondis ou rectangulaires (synclinaux de la Zaouïa Aït Raho et de la Zaouïa Ihouana, à l'W des Zenaga) d'autres changent brusquement de direction en décrivant des arcs coudés (synclinal de Idermi – Tamzemrar – Bou Idergioum ou celui d'Irhels des Aït Douchchene au SW d'Ouarzazate). Il faut noter aussi des éléments franchement E – W, comme le synclinal

du J. Kissane ou l'anticlinal qui le borde au S, qui enserrent le Dra et font jonction entre l'Anti-Atlas central et l'Anti-Atlas oriental.

L'Anti-Atlas occidental est légèrement dissymétrique. Sa dorsale est rejetée sur son flanc N qui tombe plus rapidement vers la plaine du Sous que le flanc S ne s'abaisse sous les plaines périphériques.

L'Anti-Atlas central, par contre, s'élève du S au N en trois gradins successifs. C'est d'abord l'Anti-Atlas proprement dit, dont les plateaux calcaires ou rhyolitiques s'étalent de part et d'autre de la plaine interne des Zenaga. Ensuite, au-delà de l'accident majeur que nous décrirons plus bas, s'élève le gradin du Siroua couronné par le volcan phonolitique pontien du même nom, point culminant de l'Anti-Atlas (3 304 m). Ses coulées recouvrent un pays complexe, formé des Précambriens I, II et III, discordants entre eux. On arrive ainsi au pied du Haut Atlas, notamment du Bloc oriental de son Massif ancien, qui s'élève au-delà de l'accident sud-atlasien et porte les plus hauts sommets du Maroc (Toubkal 4 165 m). Au point de vue architectural, le Bloc oriental n'est autre que la continuation vers le N de l'Anti-Atlas central, un vaste promontoire du bâti anti-atlasique, désigné sous le nom de *promontoire de l'Ouzellarh*. Formé essentiellement de granites et granodiorites du Précambrien II, il est entouré à l'E et à l'W, au Bou Ourhioul et au Toubkal, par des laves du Précambrien III.

Les principales « taches » précambriennes de l'Anti-Atlas central sont les suivantes : tout d'abord en continuant la dorsale de l'Anti-Atlas occidental, la grande « tache » des Zenaga, au N, touche l'ensemble précambrien du massif du Siroua, qui, à son tour, se continue par les granites du col du Sous, du Tifnout et de l'Ouzellarh. A l'E, le chaînon de Zagora comporte les « taches » de Bou Azzer et d'El Graara. Dans la partie N de l'Anti-Atlas central (Tidili – Irhiri – Tifernine), le sens du mot « tache précambrienne » change. Cette région est constituée en majeure partie de Précambrien III, au milieu duquel apparaissent quelques petites « taches » de Précambrien II. L'Oued Imini en comporte deux : la « tache » schisteuse de Tikirt et le massif de gabbros situé entre Tikirt et Tifoultout. Une troisième existe un peu plus au S. Enfin, on doit signaler la minuscule tache granitique du Tifernine (H. Hollard). Le Précambrien III dont est formée cette région est si puissant, que même la profonde coupure de la « tarhia » (cluse) du Dra ne fait pas apparaître son substratum.

d) L'Anti-Atlas oriental

La structure de l'Anti-Atlas oriental est de nouveau assez simple. Orographiquement sa dissymétrie est encore plus accusée que dans l'Anti-Atlas occidental. Les massifs précambriens formant sa dorsale (le Sarhro et l'Ougnat) longent son bord N. Son flanc N, à plongement rapide, est, dans toute sa moitié W, masqué par les terrains récents du sillon préafricain.

Le Sarhro est un massif relativement simple, long de 150 km environ. Son cœur, formé essentiellement de granites du Précambrien II, est entouré d'une puissante carapace rhyolitique. Les enveloppes extérieures compor-

tent un Géorgien réduit et un Acadien, schisteux à la base, gréseux au sommet.

L'Ougnat est plus complexe. De grandes failles compartimentent son massif précambrien central.

Au point de vue structural, nous trouvons dans l'Anti-Atlas oriental une superposition des directions atlasique et ougartienne, tout comme, dans l'Anti-Atlas occidental, nous avons affaire aux directions mésétienne et atlasique. On les décèle mieux dans la moitié S de la chaîne formée de Silurien et de Dévonien. Ces deux influences se traduisent ici, autant dans les plis de couverture qui tendent à devenir E – W, mais se recourbent volontiers vers le SE, que dans les grandes ondulations transversales. Celles-ci sont au nombre de trois : la cuvette de Tazzarine, celle du Maïder, et le vaste ennoyage du Tafilalt. Chacune correspond à des ennoyages d'axe de la dorsale, de plus en plus importants de l'W vers l'E : léger ennoyage séparant le Sarhro occidental du Sarhro oriental ; l'ennoyage plus important séparant le Sarhro de l'Ougnat sous le Tafilalt. La plus curieuse de ces ondulations transversales est incontestablement la cuvette du Maïder, avec sa forme rhomboïdale traduisant les deux directions entrecroisées. Le vaste ennoyage du Tafilalt, avec ses formations viséennes, et même namuriennes, s'ouvre vers le SE, mais il est recouvert par la Hammada du Guir. On doit le considérer comme la terminaison W du bassin carbonifère de Kenadza – Colomb Béchar qui s'étale de l'autre côté de la table hammadienne.

e) Principales cassures

A l'ensemble plissé de la chaîne anti-atlasique, se superpose un réseau de cassures. Les accidents les plus importants ne se soucient guère de la structure générale et recoupent les plis à l'emporte-pièce. On doit donc les considérer comme d'âge tardi-hercynien. Certains parmi eux ont rejoué pendant les mouvements alpins, par exemple l'accident ESE – WNW qui traverse le volcan pontien du Siroua et, en exhaussant sa moitié N, détermine sa dissymétrie. Pour certains de ces accidents on peut en trouver la cause dans les prédispositions structurales du substratum précambrien. C'est en particulier le cas de l'accident majeur de l'Anti-Atlas qui traverse les « taches » de Bou Azzer et d'El Graara et y suit fidèlement la bande de serpentine du Précambrien II, jalonnée par les célèbres gisements de cobalt et de nickel. L'accident majeur a près de 40 km de long. A l'W, entre le Sous et Zagora, il est orienté WNW – ESE ; à l'E, entre Zagora et Taouz, il s'oriente WSW – ENE. C'est tantôt un accident simple, tantôt un graben de un ou deux km de largeur. Son rejet alpin, au droit du Siroua, est de 500 m environ. Dans la région de Taliouine, l'accident majeur se dédouble. Sa branche S, ou accident de l'Oued Arhèn, a 250 à 300 m de rejet. La branche N va se joindre, à travers le Géorgien vertical des Ihousioua, à l'accident sud-atlasique qui borde le Sous.

Un accident semblable, mais moins long (près de 100 km), existe dans la région de Tata. Son rejeu alpin peut atteindre 500-600 m. Il recoupe

obliquement le flanc S de l'Anti-Atlas, traverse le Bani et se continue dans la plaine périphérique externe. Il a également rejoué au cours de l'orogénie alpine. Signalons aussi le graben de Tagmout qui traverse le J. Sarhro, ainsi que le réseau des grandes failles qui recoupent le J. Ougnat et le Tafilalt en direction E – W. L'ensemble de ces dernières dépasse 120 km de longueur.

D'autres accidents sont orientés franchement SW – NE. Ils sont souvent injectés de dolérites, par exemple le grand dyke de Foum Zguid – J. Ousouksti, traversant obliquement le Bani, le chaînon de Zagora, le Dra et le flanc S du Sarhro. Ces accidents sont plus anciens que les premiers, car on arrive à dater les dolérites comme anté-westphaliennes. Parmi les autres accidents SW – NE, il faut signaler celui qui traverse la région d'Aït Abdallah – Issafèn – Irherm et auquel est lié le gisement de cuivre de Tazalakht. Il est également injecté de dolérites. La longueur des accidents principaux SW – NE est de l'ordre de 100 à 125 km.

Les accidents SW – NE sont nombreux dans l'extrémité SW de la chaîne, notamment entre le massif du Bas Dra et la mer. Ce réseau de failles plus ou moins parallèles commence au S du Dra, enserre le synclinal ordovicien du J. Isko, et se continue au-delà de la transversale de Goulimine (130 km de long). Il est relayé plus au N par une autre série de cassures d'orientation plutôt méridienne (R. Bourgin). Elles traversent la zone d'ennoyage d'axe des Akhsas et se continuent le long de la plaine de Tiznit (100 km le long). L'anticlinal complexe, fortement comprimé, du J. Inter, ainsi que le synclinal ordovicien du J. Tachilla – J. Ouarzemine, sont pris dans ce réseau de cassures. Il est intéressant de remarquer que ces accidents sont sensiblement parallèles au bord de l'Océan qui, lui aussi, coupe obliquement les structures hercyniennes. On pourrait peut-être rapprocher ce fait de la théorie de Wegener.

f) Volcanisme récent

La principale phase d'activité volcanique dans le Domaine de l'Anti-Atlas date de la fin du Miocène (Pontien) et peut-être du début du Pliocène. Les coulées du Siroua recouvrent des formations continentales qu'on retrouve dans toutes les dépressions de la moitié N de l'Anti-Atlas central et qu'on arrive à relier au Pontien du sillon préafricain. Les mêmes formations continentales s'intercalent entre les coulées du Siroua. Par contre, les coulées de certains volcans du Sarhro recouvrent des formations lacustres qu'on rattacherait volontiers à la grande phase lacustre pliocène ou plio-villafranchienne (Tizi n'Oussafour et J. Aferdane).

C'étaient essentiellement des éruptions phonolitiques. Elles se localisent dans deux régions : le Siroua à l'W, le flanc S du Sarhro à l'E. L'ensemble volcanique le plus important est incontestablement celui du Siroua. Le volcan principal, traversé par des failles WSW – ENE, est dissymétrique : sa moitié S, abaissée, garde encore toutes ses coulées, tandis que sa moitié N est profondément érodée et fait apparaître son appareil volcanique interne. Ce dernier comporte plusieurs cheminées qui se dressent actuellement en

pitons majestueux (l'un d'eux, situé au bord de la faille principale, forme le sommet, culminant à 3 304 m). Les cheminées sont entourées par un amoncellement de coulées et de tufs, taillés d'une façon désordonnée et chaotique par l'érosion. Une coulée quaternaire est de nature basaltique.

Le volcan principal est entouré de plusieurs appareils de taille plus petite. En outre, on retrouve des entablements formés de coulées phonolitiques, très loin, au N et à l'E du volcan principal. Ce sont là certainement de petits volcans indépendants ayant donné des coulées limitées.

Il faut noter aussi un large développement de brèches phonolitiques, surtout au NE du volcan principal. Elles couronnent un paysage très découpé et surmontent des buttes formées de Pontien. Il est vraisemblable qu'il s'agit là d'une couverture de produits de projection contemporains des éruptions principales (peut-être, dans certains cas, du matériel projeté par des nuées ardentes). Leur étalement au NE du volcan, donc sous le vent dominant, confirmerait cette manière de voir.

Les volcans du Sarhro sont fort nombreux. Ils sont bien plus réduits que le Siroua et ne comportent le plus souvent que leur cheminée. Certains montrent également une coulée basaltique plus récente.

En dehors de ces deux ensembles volcaniques, il faut noter le volcan de Foum el Koos (entre Imiter et Tinerhir), du Quaternaire ancien. Il a donné des coulées d'ankaratrites.

C — POURTOUR DE LA CHAINE MONTAGNEUSE

a) Les plaines périphériques méridionales

Au S, le Géorgien de l'Anti-Atlas occidental est suivi d'une série paléozoïque à peu près complète et très puissante (près de 10 000 m) où prédominent les termes schisteux. Rabotées par la grande phase d'érosion de la fin du Villafranchien, toutes ces séries schisteuses successives forment le substratum des plaines périphériques qui enveloppent la chaîne montagneuse axiale. Ces plaines sont cloisonnées dans le sens longitudinal par des reliefs appalachiens constitués par des termes résistants de la série stratigraphique (grès, quartzites, calcaires).

Le plus caractéristique parmi ces reliefs appalachiens est le Jebel Bani, formé de quartzites de l'Ordovicien supérieur (Llandeilo supérieur et Caradoc). C'est une très belle chaîne, monoclinale dans son ensemble, mais affectée localement de plis parallèles. Elle épouse, à quelques kilomètres de distance, la forme du flanc S de l'Anti-Atlas. Entre l'Anti-Atlas et le Bani, s'étalent les « feijas », établies sur les schistes acadiens (Feija Foukania ou supérieure) et ordoviciens (Feija Tahtania ou inférieure), et séparées par la crête appalachienne du Tabanit (petit Bani) formée de grès du sommet de l'Acadien.

Au-delà du Bani s'étalent à perte de vue les plaines du Dra à substratum d'abord gothlandien, puis dévonien. Malgré leur apparente monotonie,

leur structure est assez complexe. On peut la mettre en évidence, grâce aux reliefs appalachiens des « richs », formés de grès et de calcaires emsiens. Ces richs décrivent une succession de plis étroits et allongés, parallèles au Bani, une sorte d'accordéon qui s'ennoie progressivement vers le S et disparaît sous les séries schisteuses du Dévonien moyen et supérieur. Un certain nombre d'anticlinaux plus importants, faisant apparaître les quartzites du Bani, rompent la régularité des plis des richs (Adrar Zougar, J. Adana, J. Hamsaïlikh).

Entre la transversale d'Agadir Tissinnt à l'E, et le Kheneg M'Kraz à l'W, le Dra coule de préférence sur le Dévonien supérieur. Il est bordé au SE par la crête appalachienne des grès de Tazoult, d'âge strunien. Une nouvelle plaine, la Betaïna (ou petite Betana), à substratum tournaisien, sépare le Tazoult de l'Ouarkziz, chaîne monoclinale d'une régularité extraordinaire formée de calcaires du Viséen. Enfin la dernière plaine, la Betana, à substratum namuro-westphalien, disparaît au S sous la Hammada du Dra. Parmi les crêtes appalachiennes énumérées ci-dessus, le Bani et l'Ouarkziz conservent remarquablement la trace de la surface d'aplanissement ancienne (vraisemblablement anté-miocène). Le Tabanit, les richs et le Tazoult, bien moins élevés, sont nivelés par des surfaces plus récentes (vraisemblablement quaternaires).

Les plaines périphériques sont recouvertes par un manteau quaternaire puissant et continu, dont l'étude révèle une succession de quatre phases de creusement correspondant sensiblement aux quatre pluviaux quaternaires. Quatre regs emboîtés leur correspondent : reg récent et plaines limoneuses, reg moyen, reg ancien et parfois des buttes-témoins du reg le plus ancien. La netteté des quatre regs s'estompe vers le S. Pratiquement, on ne peut plus les distinguer dans la Betana.

Ce schéma des plaines périphériques du S, remarquablement constant jusqu'au-delà de Tata, c'est-à-dire le long de l'Anti-Atlas occidental, admet des modifications de plus en plus profondes vers l'E.

Tout d'abord, à partir de la transversale de Tata, apparaissent, au sein du Dévonien, des sills de dolérites. On les suit jusqu'au-delà du Coude du Dra, soit sur 200 km. Plissés avec le Dévonien, ils forment des crêtes monoclinales épousant les plis des richs.

A partir de la transversale de Foum Zguid commencent les variations latérales de faciès qui, peu à peu, affecteront tous les termes de la série stratigraphique. D'une façon générale, ils consistent en une réduction de puissance des termes schisteux et en un développement progressif des termes gréseux ou calcaires. De ce fait, les crêtes appalachiennes se développent et s'incorporent dans la chaîne montagneuse ; par contre, les plaines périphériques se rétrécissent et se transforment en étroits sillons internes. Cette transformation affecte d'abord l'Acadien qui, à l'E de Foum Zguid, fait déjà partie des montagnes. La première plaine périphérique devient la plaine ordovicienne. Elle contourne le chaînon d'El Graara et est suivie dans ce tronçon par l'Oued Dra (entre Agdz et Foum Takkat). On la suit facilement tout le long de la « crosse du Bani », jusque dans la région d'Alnif. En même temps, le Bani se sépare en deux par suite d'un développement

progressif des schistes entre les quartzites du Llandeilo et du Caradoc. Cette deuxième feija s'estompe également dans la région d'Alnif, où les quartzites de Llandeilo cessent de jouer leur rôle morphologique.

Plus à l'Est, la première plaine s'établit sur le Gothlandien. Dans la cuvette du Maïder, elle est enserrée entre les reliefs gréseux ordoviciens et les reliefs formés de calcaires récifaux du Dévonien (Issoumour). A son tour, elle s'amincit et cesse de jouer son rôle aux approches du Tafilalt. Le Carbonifère perd, par contre, ses calcaires viséens qui caractérisaient, à l'W, l'Ouarkziz. Il détermine les vastes plaines du cœur du Maïder et du Tafilalt, plaines qui contournent l'Anti-Atlas par l'E, et qui livrent passage aux Oueds Ziz et Rheris.

Le processus de changement de faciès, de l'W vers l'E, dont nous venons d'esquisser les grandes lignes, compense en quelque sorte la diminution générale d'épaisseur des termes successifs de la série stratigraphique. L'interférence de ces deux phénomènes a pour résultat que la largeur de la zone montagneuse de l'Anti-Atlas reste sensiblement la même. Cependant, à l'W, elle est seulement formée de Précambrien et de Géorgien, tandis qu'à l'E, presque toute la série paléozoïque prend part à sa constitution.

b) Le sillon préafricain

Les plaines périphériques qui longent le flanc N de l'Anti-Atlas se confondent avec le sillon préafricain, unité structurale de toute première importance qui sépare le Domaine de l'Anti-Atlas du Domaine atlasique. Le substratum paléozoïque y est largement masqué, d'une part par des formations crétacées, d'autre part par un comblement pontien ou pliocène et des atterrissements quaternaires. Il affleure aux deux extrémités du sillon : à l'W en bordure des plaines du Sous et de Tiznit, à l'E le long de l'extrémité E du Sarhro et le long du massif de l'Ougnat. En outre nous avons vu qu'au milieu, au droit de l'Anti-Atlas central, le sillon préafricain est interrompu par le massif précambrien du Siroua, une sorte de pont reliant l'Anti-Atlas au Haut Atlas.

Le sillon préafricain est moins large que les plaines périphériques méridionales. Cela est dû, d'une part à la dissymétrie de la chaîne anti-atlasique dont le flanc N est plus abrupt que le flanc S, d'autre part à la nature même du sillon qui, malgré ses particularités structurales, reste un couloir synclinal.

La série paléozoïque du Sous et de la plaine de Tiznit, dont on ne connaît que l'Acadien et l'Ordovicien, est semblable à celle du flanc S de l'Anti-Atlas occidental. Ce sont des formations puissantes, essentiellement schisteuses, qui s'apparentent aux séries du géosynclinal calédonien. Leur épaisseur semble croître vers le N, où elles disparaissent cependant rapidement sous des formations lacustres attribuables au Quaternaire ancien. A l'W, les dunes consolidées masquent également le substratum paléozoïque.

Une série de collines isolées, formées de Crétacé et d'Eocène, s'alignent

au milieu de la plaine quaternaire : elles jalonnent le flanc S du synclinal du Sous proprement dit, dont le cœur est comblé de formations pliocènes et miocènes, marines en aval, continentales en amont. Le flanc N de ce synclinal réapparaît au pied du Haut Atlas et forme une série de plis, appelée zone subatlasique méridionale. L'accident sud-atlasien sépare cette zone du Haut Atlas.

La constitution du sillon préafricain, à l'E du seuil du Siroua, ressemble dans ses grandes lignes à celle du Sous. On y retrouve l'accident sud-atlasien, une zone subatlasique plissée, puis la vaste zone synclinale comblée de Pontien et recouverte de regs quaternaires. Ce Pontien masque même la bordure crétacée et éocène de son flanc S entre l'Oued Mellah et Imiter. Il vient recouvrir ici directement les rhyolites du flanc N de l'Anti-Atlas. La principal différence entre le Sous et le sillon d'Ouarzazate consiste dans l'abondance de faciès continentaux dans la série crétacée et tertiaire de ce dernier.

Le substratum paléozoïque du sillon d'Ouarzazate est visible dans l'anticlinal d'Imini (schistes ordoviciens), le long de l'Oued Mellah (Géorgien supérieur et base de l'Acadien) et à partir d'Imiter vers l'E. Nous retrouvons ainsi la série du Tafilalt, comprenant un Silurien assez complet, un Dévonien essentiellement gréseux et une série viséenne, immense et monotone.

A Tinerhir, le synclinal crétacé du sillon préafricain se réduit à quelques kilomètres. Il s'élargira progressivement vers l'E et se comblera par une puissante série rouge d'âge sénonien. A partir des gorges du Ziz, la configuration du sillon change brusquement : il s'élargit démesurément et son flanc S, devenu tabulaire, disparaît sous les hammadas de la région de Boudenib.

Parmi ces dernières, on peut distinguer trois complexes formés de dépôts continentaux et de calcaires lacustres. Ils recouvrent en discordance le Crétacé et sont légèrement discordants entre eux :

1. Complexe à *Ceratodes*, attribuable à l'Eocène, qui affleure de part et d'autre de l'Oued Guir dans la région de Meridja (frontière de l'Algérie);

2. Complexe attribué à l'Oligocène (Aquitanien) à *Melanatria* et *Clavator*, formant la petite Hammada de Boudenib ;

3. Série pontico-villafranchienne de la grande Hammada du Guir, qui va s'étaler vers le S par dessus le prolongement E de la chaîne anti-atlasique.

A l'E, le massif précambrien de Talzaza (Bou Kaïs) sépare le sillon préafricain en deux branches dont chacune va se terminer par des fermetures périclinales. La branche la plus importante est le synclinal méridional qui se termine dans la région de Colomb Béchar. Il contourne par le S les massifs récifaux viséens des J. Horreit et J. Antar, et borde, au N, le bassin houiller de Kenadza.

C'est d'ailleurs la terminaison logique et obligatoire du sillon préafricain. En effet, à Talzaza, la dorsale anti-atlasique vient buter contre le

Haut Atlas. Plus à l'E le bassin carbonifère s'étale jusqu'au bord du Domaine atlasique : l'Anti-Atlas n'y existe plus en tant qu'unité architecturale. Il en est de même du sillon préafricain dont le rôle va être joué dorénavant par le bassin carbonifère masqué par du Crétacé et les hammadas.

Comme dans les plaines périphériques du S, on retrouve, dans le sillon préafricain, les quatre phases de creusement quaternaires qui ont abouti à la naissance de quatre surfaces emboîtées. Sauf la dernière, recouverte de limons, ces surfaces sont fossilisées par des cônes de déjection anciens venant du Haut Atlas. Vers les grands oueds, ces anciennes surfaces passent à des terrasses. On les distingue facilement jusqu'à Bou Anane. Entre Bou Anane et Colomb Béchar, elles semblent s'estomper. Il en est de même à l'W où, dans le Sous, le climat humide de la zone atlantique fait s'estomper leurs formes. D'ailleurs le manteau continu de croûtes quaternaires contribue ici à l'égalisation parfaite des plaines.

e) Les Hammadas du Sud

Nous venons de voir que la Hammada du Guir s'étale par-dessus d'Anti-Atlas pour aller rejoindre, au S, la ceinture des grandes hammadas. Cette dernière, comme nous l'avons vu plus haut, se superpose à une vaste zone d'ennoyage de la chaîne d'Ougarta, puis se continue le long du bassin carbonifère de Tindouf.

Comme au N, dans la région de Boudenib, la zone hammadienne est complexe dans la région traversée par la Daoura (F. Joly). Ici aussi on observe un premier plateau, très découpé, qui est le Kem Kem crétacé (Cénomanien et Turonien). En arrière du Kem Kem, on retrouve des formations continentales à gypse, attribuables au Sénonien (E de Zegdou). Au-dessus vient une petite hammada, appelée Hammada de Boulaouiche, semblable à celle de Boudenib et attribuable également à l'Aquitanien (calcaires lacustres à *Limicolaria* découverts par R. Lavocat). Le tout est couronné par l'entablement de la Grande Hammada pontico-villafranchienne.

Cet ensemble se simplifie vers l'W par disparition progressive de ses différents termes. A partir de la transversale du Coude du Dra, seule la Grande Hammada subsiste, c'est la vaste Hammada du Dra profondément découpée dans la région de Zemoul-Tinfouchy. On la suit jusqu'au-delà de la frontière du Sahara Espagnol. Elle recouvre, à l'E, le Dévonien et le Tournaisien, à l'W, le Namuro-Westphalien de la Betana. Autant la crête strunienne du Tazoult que la chaîne majestueuse viséenne de l'Ouarkziz sont rasées et aplanies par la table hammadienne.

Les calcaires lacustres de la Hammada du Dra ont fourni à R. Lavocat une faune d'eau douce à cachet pliocène *(Limnæa bouilleti)*. Leur surcreusement, avec destruction partielle, est très récent. On peut l'attribuer à la grande phase de creusement de la fin du Villafranchien.

En s'approchant de la frontière du Sahara Espagnol, à Targannt, un terme nouveau apparaît entre la hammada et son substratum carbonifère : ce

sont des grès roses ou rouges, qu'on devra probablement attribuer au Crétacé. Effectivement un peu plus à l'W, sensiblement sur la transversale d'Assa, M. Alia Medina a récolté une faune marine d'âge crétacé. Nous retrouvons ainsi la transgression cénomanienne qui vient ici de l'W.

En zone française, ce Crétacé occidental est largement développé à l'embouchure du Dra (Tafnidilt). Masqué par des dunes consolidées villafranchiennes et quaternaires, ce Crétacé affleure le long de la falaise de la Plage Blanche, jusque bien au N d'Aoreora.

Notons pour terminer que G. Lecointre vient de découvrir des formations marines pliocènes au-dessus de ce Crétacé, à la base des dunes villafranchiennes d'Aoreora.

CHAPITRE II

LE DOMAINE ATLASIQUE

A — APERÇU D'ENSEMBLE

a) Généralités

Le Domaine atlasique est bien plus vaste, plus complexe et plus varié que le Domaine de l'Anti-Atlas. Son architecture alpine, le jeu des transgressions et des régressions marines pendant le Secondaire et le Tertiaire, la nature des formations qui en ont résulté, sont étroitement conditionnés par les caractères des chaînes calédonienne et hercynienne.

A dire vrai, les plissements hercyniens ont complètement oblitéré les éléments tectoniques calédoniens. Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut pas distinguer les effets tectoniques de ces deux chaînes. On peut admettre que les plissements calédoniens étaient faibles par rapport aux plissements hercyniens, et qu'en définitive l'architecture du Domaine atlasique est l'œuvre de l'orogénie hercynienne.

L'influence du cycle orogénique calédonien est cependant très importante. Elle s'est traduite en premier lieu dans les modalités de la sédimentation paléozoïque. Ainsi peut-on distinguer dans le Domaine atlasique un *géosynclinal calédonien*, bordé au NW par le *môle mésétien calédonien*. Ces deux éléments architecturaux anciens, dont l'un a gardé une certaine plasticité tandis que l'autre est resté rigide, ont conditionné toute l'évolution ultérieure de ce domaine.

Nous aurons donc à essayer de distinguer, dans les pages qui suivront, d'une part les grands ensembles architecturaux anciens ayant déterminé la lithogénèse et l'orogénèse du cycle calédonien, d'autre part, se superposant à ces ensembles, les plissements et la granitisation de l'orogénie hercynienne. Les résultats de ces deux actions sont évidemment complexes, ils déterminent la rigidité ou la plasticité relatives des différents compartiments du domaine et régissent ainsi leurs réactions au cours de l'histoire alpine. Malheureusement, les formations de couverture secondaire et tertiaire nous masquent les trois quarts de cette vieille chaîne. Aussi sommes-nous obligés d'extrapoler les observations faites dans les zones d'affleurements paléozoïques, pour tenter de reconstituer, tant bien que mal, cet ensemble architectural, et d'expliquer son comportement au cours de la lithogénèse et de l'orogénèse du dernier cycle orogénique.

En effet, la seule donnée sûre, à partir de laquelle il faut essayer de reconstituer l'histoire d'un pays, est son état actuel, qui résulte du dernier cycle orogénique que le pays a subi. C'est ainsi que l'aspect du Domaine atlasique est dominé par la juxtaposition d'éléments qui se rangent nettement dans deux catégories différentes :

1. Les chaînes plissées montrant un relief vigoureux ;
2. Les pays tabulaires ou déprimés qui encadrent ces reliefs.

Les premières sont caractérisées par un large développement de formations liasiques et jurassiques (apparaissant en bleu sur le schéma structural).

Les seconds, par contre, montrent tantôt la chaîne calédono-hercynienne elle-même, tantôt les différents termes de sa couverture sédimentaire, horizontaux ou faiblement ondulés (teintes bistre et bleu clair du schéma structural).

Les deux chaînes plissées sont les chaînes du *Haut* et du *Moyen Atlas*. Les pays tabulaires sont, au NW, la *Meseta marocaine*, à l'E la *Meseta oranaise*.

On est naturellement conduit à admettre que les chaînes plissées se sont élevées dans les zones restées plastiques de la chaîne calédono-hercynienne. En effet, elles se superposent, autant qu'on puisse en juger, au géosynclinal calédonien. Par contre, les zones restées tabulaires peuvent être de deux sortes : ce sont ou bien de vieilles unités, déjà rigides lors de l'orogénie calédonienne, comme le « môle mésétien calédonien » formant actuellement la Meseta marocaine, ou bien des tronçons du géosynclinal calédonien, rendus rigides par les plissements hercyniens. C'est le cas de la chaîne hercynienne de la Meseta (Haut Atlas occidental – Haouz – Jebilet – Bahira) ; c'est, semble-t-il, aussi le cas de la Meseta oranaise.

Les zones restées semi-plastiques ont joué en fosses de subsidence pendant le Secondaire ou pendant une période donnée de cette époque. Par contre les zones rigides sont restées émergées, ou bien n'ont été recouvertes que par des dépôts épicontinentaux peu puissants, par des séries stratigraphiques incomplètes.

b) Les zones de subsidence du Secondaire

La zone de subsidence la plus importante est incontestablement celle du Haut Atlas. Elle débute à l'E du Massif ancien du Haut Atlas et va se continuer, au-delà de la frontière algérienne, par l'Atlas saharien. Elle s'est installée contre le front du Domaine de l'Anti-Atlas et a fonctionné pendant le Lias et le Dogger. Son orientation générale E – W est parallèle au bord africain qui a imposé ici sa direction, autant aux plissements calédoniens, qu'aux plissements hercyniens. Il semble que la zone de subsidence du Haut Atlas s'inscrit entièrement dans les limites du géosynclinal calédonien dont elle suit le bord S.

La zone de subsidence du Moyen Atlas est bien plus limitée. Au Lias, elle était réduite à la partie nord-orientale de la chaîne (région de Berkine –

Merhraoua). Elle s'est étalée au Dogger et a dépassé, au SW, la grande route de Boulemane. Au NE, la grande vasière du Dogger passe par Oujda et se continue en Oranie. Sa direction générale est SW – NE, c'est-à-dire parallèle aux plis affectant cette partie de la chaîne hercynienne. Il semble que cette fosse longe le bord NW du géosynclinal calédonien, contre le « môle mésétien calédonien ». Cependant, la rareté d'affleurements paléozoïques ne permet pas d'être affirmatif à ce sujet.

La zone de subsidence du Haut Atlas et la partie SW de celle du Moyen Atlas ont cessé de fonctionner à la fin du Bathonien. A cette époque, la première s'est déplacée vers l'E, dans l'Atlas saharien, la deuxième vers le N, où, du Masgout aux Beni Snassen, on observe un Jurassique supérieur très puissant mais encore néritique. Une troisième fosse de subsidence s'est formée en même temps dans la partie la plus occidentale du Domaine atlasique : la fosse des Haha. Cette dernière a fonctionné pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé. Sa direction est méridienne, comme celle des plis mésétiens qui la bordent à l'E. Ces trois fosses du Jurassique supérieur se placent respectivement aux extrémités E, NE et SW du géosynclinal calédonien.

Ce rapide aperçu montre les faibles dimensions des fosses, c'est-à-dire des zones restées plus ou moins plastiques, au sein du Domaine atlasique presque entièrement rigide. Cependant leur influence sur les plissements alpins a été très considérable : tant la grande fosse du Haut Atlas, que la petite fosse du Moyen Atlas, ont donné naissance à des chaînes très continues qui traversent de part en part tout le Domaine atlasique en se surimposant aux zones rigides.

Seule la fosse des Haha n'a pas donné naissance à une chaîne individualisée. Superposée au faisceau des plis mésétiens de la chaîne hercynienne, elle a joué, comme tout ce faisceau, un rôle inerte : les chaînes du Haut et du Moyen Atlas lui ont imposé leurs directions. Cette inertie s'explique aisément par l'orientation des poussées alpines, provoquées par l'avancée vers le N du front africain. De direction orthogonale, le faisceau des plis mésétiens résista à cette nouvelle contrainte et n'a pu réagir qu'en se déformant en une succession de plis de fond. Par contre, tout le reste de la chaîne hercynienne compris dans les limites du géosynclinal calédonien, avec ses directions atlasiques E – W ou SW – NE, parallèles ou peu obliques à la direction des poussées alpines, était prédisposé à la naissance de nouvelles chaînes plissées. Le rôle considérable des zones de subsidence du Haut et du Moyen Atlas s'explique ainsi, autant par leur prédisposition architecturale calédonienne, que par leur structure hercynienne. On est ainsi amené à se demander si, dès la fin du Primaire, l'orogénie embryonnaire n'amorçait pas déjà le serrage du front africain contre la masse inerte du Domaine atlasique.

c) Les éléments architecturaux des chaînes plissées

En s'imposant au Domaine atlasique, le Haut Atlas s'est incorporé des unités architecturales très variées. De l'W vers l'E, ce sont :

1. La *terminaison occidentale de la chaîne*, formée du Jurassique et du Crétacé, qui occupe la partie S de la fosse des Haha ; la chaîne s'abaisse ici vers l'Océan Atlantique ;

2. Le *Bloc occidental du Massif ancien* qui est un tronçon du faisceau mésétien de la chaîne hercynienne, superposé au géosynclinal calédonien.

3. Le *Bloc oriental du Massif ancien*, zone culminante de la chaîne, qui n'est autre que la pointe avancée du bâti anti-atlasique précambrien — le *promontoire de l'Ouzellarh* — appartenant à l'Anti-Atlas central ;

4. Le *Haut Atlas central*, partie médiane, liasique et jurassique, de la chaîne, qui occupe le cœur de la fosse de subsidence haut-atlasique, épousant la partie S du géosynclinal calédonien ;

5. Le *massif paléozoïque du Tamlelt*, surgi au point de contact du Haut Atlas avec l'Anti-Atlas. Actuellement il coupe en deux cette zone subsidente, et permet de reconnaître les formations géosynclinales calédoniennes, ainsi que les directions E – W des éléments tectoniques hercyniens qui les affectent ;

6. L'*Atlas saharien*, tronçon oriental de la fosse haut-atlasique, où la subsidence a continué au cours du dépôt du Jurassico-Crétacé continental, puis, plus loin à l'E encore, en Algérie, au cours des temps crétacés.

Le Moyen Atlas comporte des éléments analogues, tout au moins à l'W. La chaîne est cependant plus hétérogène et les tronçons rigides y jouent un rôle plus important.

1. Les *Collines des Mouissat*, formant l'enveloppe secondaire périclinale à l'W ;

2. Les *Jebilet*, tronçon du faisceau de plis hercyniens de la Meseta, situé au cœur du géosynclinal calédonien et élevé en pli de fond alpin ;

3. L'*Atlas de Beni Mellal*, où les deux chaînes liasiques s'accolent, celle du Moyen Atlas longeant au N la fosse du Haut Atlas ;

4. Le tronçon semi tabulaire de *Khenifra – Kerrouchene*, dont la couverture liasique à faciès néritique forme le raccord entre les deux fosses haut-atlasique et moyen-atlasique, à travers la zone rigide reliant la Meseta marocaine à la Meseta oranaise ;

5. Le *Moyen Atlas plissé* proprement dit, dont les puissantes séries liasiques et jurassiques forment le cœur de la fosse moyen-atlasique et longent, semble-t-il, le bord NW du géosynclinal calédonien ;

6. Le couloir d'Oujda, qu'on peut considérer comme le tronçon du Moyen Atlas plissé, affaissé tardivement, et recouvert partiellement par la transgression du Miocène moyen.

d) Les éléments architecturaux des zones rigides

Comme nous venons de le voir, les poussées qui ont fait surgir les chaînes plissées sur l'emplacement des fosses de subsidence ont déformé les

zones rigides qui encadrent ces dernières. Ainsi dans la chaîne hercynienne de la Meseta, orientée N – S, on reconnaît aujourd'hui six unités distinctes : les quatre premières se trouvent dans les limites du géosynclinal calédonien rendu rigide par le plissement hercynien orienté N – S ; les deux dernières appartiennent au « môle mésétien calédonien » qui limitait, au N, ce géosynclinal.

1. L'unité S fut exaltée par la chaîne du Haut Atlas : nous venons de voir que c'est le *Bloc occidental du Massif ancien* du Haut Atlas.

2. Il est suivi, vers le N, par la zone déprimée du *synclinal de fond du Haouz – Mogador*.

3. Les *Jebilet* sont le pli de fond traduisant le croisement de la chaîne moyen-atlasique alpine avec la chaîne mésétienne hercynienne.

4. Les Jebilet sont bordés, au N, par la deuxième zone déprimée, — le *synclinal de fond de la Bahira-Tadla* — qui se superpose partiellement à la zone de contact entre le géosynclinal calédonien et le « môle mésétien calédonien ».

5. La principale unité architecturale rigide de cet alignement N – S est évidemment le *Horst de la Meseta marocaine* qui englobe le « môle mésétien calédonien ».

6. Il est bordé au NW par la troisième unité affaissée : la *Meseta côtière* qui borde la côte atlantique.

La plus complexe et aussi la plus caractéristique de ces unités est incontestablement le Horst de la Meseta marocaine. C'est un vaste bombement de fond, orienté SW – NE, symétrique de celui de l'Anti-Atlas par rapport au système des deux chaînes atlasiques plissées. Ainsi, au cours de l'orogénie alpine, malgré les bouleversements hercyniens, a été réalisée encore une fois la disposition déjà en vigueur à l'époque calédonienne : môle résistant au NW, bordant un système géosynclinal limité, au S, par le front africain. Le Horst de la Meseta marocaine et le bouclier anti-atlasique répèteront ainsi leur rôle de « serres », entre lesquelles surgiront les chaînes alpines plissées. L'une d'elles — le Haut Atlas — est accolée au front africain, l'autre — le Moyen Atlas — au front de l'ancien môle mésétien.

Dans son état actuel, le Horst de la Meseta marocaine comporte plusieurs unités structurales :

1. Le *pli de fond des Rehamna* est une zone légèrement exaltée, superposée au faisceau de plis hercyniens de la Meseta. Avec le Bloc occidental et les Jebilet, c'est le troisième pli de fond affectant le faisceau de plis mésétiens. Le pli de fond des Rehamna déborde, au S, sur le géosynclinal calédonien dont la limite paraît passer au N du J. Krero et des Skhour des Rehamna.

2. Le *plateau crétacé*, comprenant le *plateau des phosphates*, légèrement surbaissé, recouvre la zone de raccord entre le faisceau des plis hercyniens de la Meseta et celui des plis hercyniens de direction atlasique.

3. Le cœur du Horst de la Meseta marocaine est le *Massif central marocain*, vaste affleurement de la chaîne hercynienne, de direction atlasique, situé en bordure du géosynclinal calédonien, en plein milieu du « môle mésétien calédonien ». Il n'a jamais été recouvert par aucune transgression secondaire ou tertiaire.

4. Le *Causse moyen-atlasique*, formé de Lias dolomitique, semble terminer le Horst de la Meseta marocaine vers le NE. Légèrement plissé et, à cause de cela, souvent confondu avec le Moyen Atlas, il s'en distingue cependant par les faciès néritiques du Lias. Le *pli de fond* paléozoïque du Tazzeka surgit dans sa partie NE, au contact avec la zone rifaine.

Il semble marquer le point où s'amorce le rebroussement général, vers le N, des unités prérifaines.

Il est vraisemblable que le Horst de la Meseta marocaine (autrement dit le « môle mésétien calédonien ») disparaît sous la Nappe prérifaine au NE de Taza. Le plateau du Terni, à l'W du Masgout, lui appartient peut-être encore.

La *Meseta oranaise* semble être plus simple dans son ensemble. Malheureusement, on ne connaît presque pas son substratum calédono-hercynien. La nature profonde de cette vaste zone rigide reste donc une inconnue. Il est vraisemblable qu'elle fait entièrement partie du géosynclinal calédonien, car ses formations profondes sont connues, autant sur son bord N (zone des horsts bordiers), qu'au S dans le Tamlelt. Dans ce cas, sa rigidité serait due à la superposition des plissements calédoniens et hercyniens. Il n'est pas impossible cependant qu'on ait là un autre môle calédonien, symétrique du « môle mésétien » par rapport au Moyen Atlas. Ce môle serait alors compris entre deux bras géosynclinaux, le bras haut-atlasique au S, le bras moyen-atlasique au NW.

Ses régions naturelles montrent une curieuse interférence de directions N – S et E – W.

De l'W à l'E, on peut y distinguer :

1. La *cuvette de la Haute Moulouya*, synclinal de fond séparant le Haut et le Moyen Atlas, interrompue en son milieu par le *pli de fond* granitique et primaire d'Aouli et le *chaînon plissé de Midelt* ;

2. Le *Rekkame*, zone de raccordement entre la cuvette déprimée de la Moulouya et les Hauts Plateaux ;

3. Les *Hauts Plateaux* avec leur couverture néogène continentale.

Par contre, du N au S, on observe :

1. La *chaîne des horsts bordiers* qui forme la frange relevée des Hauts Plateaux, face au couloir d'Oujda. Son substratum paléozoïque appartient indubitablement à la chaîne calédonienne reprise par les mouvements hercyniens.

2. Les *Hauts Plateaux septentrionaux*, au N du *chaînon des Trarit*, qui passent, à l'W, au Rekkame jurassique et sont séparés de la chaîne

des horsts par de profonds grabens comblés de Miocène continental (E. Stretta).

3. Les *Hauts Plateaux méridionaux*, au S des Trarit, à Jurassique et Crétacé puissants, qui continuent vers l'E la gouttière de la Moulouya et forment une sorte de sillon en avant du Haut Atlas.

e) La gouttière nord-atlasique et le couloir sud-rifain

L'allure de la « gouttière nord-atlasique » ressort mal à la lecture d'une carte géologique du Maroc, car elle se superpose aux éléments que nous venons de décrire. Il semble néanmoins que ce soit un élément architectural fort important, dont il faudra tenir compte. C'est un synclinal de fond hétérogène, sorte de couloir déprimé rigide en avant du Haut Atlas, dont le bord S est aujourd'hui repris dans la zone subatlasique septentrionale. Certaines parties de la « gouttière nord-atlasique » ont fonctionné déjà au Crétacé et à l'Eocène. Ses tronçons déprimés ont été comblés au cours de l'Oligocène et du Pontien.

La « gouttière nord-atlasique » relie les Hauts Plateaux méridionaux au synclinal de fond de la Bahira – Tadla, et fait en quelque sorte la jonction entre la Meseta oranaise et la Meseta marocaine. Cette zone rigide, affaissée, est interrompue par toute une série de chaînons plissés, de « style processionnaire », qui s'écartent du Haut Atlas, et dont le plus important est le chaînon du Moyen Atlas, notamment son tronçon médian (Kasba Tadla – Kerrouchene), qui relie l'Atlas de Beni Mellal au Moyen Atlas plissé proprement dit.

On pourrait se servir de cette « gouttière nord-atlasique » pour subdiviser le Domaine atlasique en deux parties ; la *partie atlasique* au S, et la *partie mésétienne* ou la *zone des Mesetas* au N.

La partie essentielle de la première serait la fosse de subsidence haut-atlasique. La deuxième est presque entièrement rigide, la fosse moyen-atlasique, qui la prend en écharpe, n'étant somme toute qu'une fosse locale séparant les deux Mesetas, marocaine et oranaise. Elle est installée dans la zone faible de contact entre le môle mésétien et le géosynclinal calédonien (ou bien, si la Meseta oranaise doit être considérée comme un môle calédonien, dans le diverticule septentrional du géosynclinal calédonien).

La *gouttière nord-atlasique* est un élément parallèle au *sillon préafricain*, que nous avons étudié plus haut, et au *couloir sud-rifain*, dont il nous reste à dire quelques mots.

Le sillon sud-rifain est une sorte d'avant-fosse récente du Domaine rifain. Rempli de formations marines miocènes très épaisses, il empiète largement sur la Meseta marocaine et il est bordé, au N, par le front des nappes du Domaine rifain. Largement ouvert vers l'W, où il se confond avec la plaine quaternaire du Rharb, il est aujourd'hui réduit à quelques centaines de mètres seulement au col du Touahar. A l'E, il s'ouvre de nouveau et passe insensiblement au couloir d'Oujda dont les grandes lignes ont déjà été signalées plus haut. Comme ce dernier, il ne paraît avoir eu d'existence

réelle qu'au cours du Miocène. On n'y connaît en effet aucun dépôt éocène. La plaine désertique de Guercif s'étale dans la zone de jonction du couloir et du Moyen Atlas qui s'ennoie ici sous le Miocène.

f) Les directions hercyniennes et alpines

Il nous semble utile de réunir dans un paragraphe à part tout ce qui a été dit jusqu'ici sur les directions hercyniennes et alpines du Domaine atlasique (1).

Nous avons vu que, dans le Domaine de l'Anti-Atlas, coexistent trois directions hercyniennes :

1. La direction mésétienne, sensiblement méridienne ;

2. La direction atlasique WSW – ENE, pouvant devenir franchement E – W;

3. La direction ougartienne, oscillant entre WNW – ESE et NW – SE.

Dans le Domaine atlasique, cette dernière direction, purement saharienne, n'apparaît plus.

La direction mésétienne se poursuit vers le N par le faisceau des plis mésétiens (ou la chaîne de la Meseta hercynienne). Elle traverse à l'emporte-pièce le géosynclinal calédonien et la partie W du « môle mésétien ». On ne retrouvera pas cette direction dans le reste du Domaine atlasique.

Enfin, la direction atlasique se dédouble en deux directions : direction SW – NE, qui caractérise la moitié E de la zone mésétienne, au N de la « gouttière nord-atlasique », et direction sensiblement E – W ou WSW – ENE, développée dans la majeure partie du géosynclinal calédonien. Elle caractérise, en particulier, la zone atlasique voisine du front africain, et y est due, vraisemblablement, à l'orientation ancienne de ce dernier. Cependant, on retrouve ces directions également dans le bassin de Djerada, situé dans la partie N du géosynclinal calédonien.

En ce qui concerne les directions alpines, seules les deux directions atlasiques s'y retrouvent. La direction mésétienne n'a pratiquement pas influencé les plissements alpins.

Les deux directions atlasiques alpines se superposent assez fidèlement aux mêmes directions de la chaîne hercynienne, ce qui démontre l'importance des prédispositions architecturales. Ainsi le Moyen Atlas est orienté SW – NE, c'est-à-dire parallèlement aux structures hercyniennes du Massif central. Par contre, les plis du Haut Atlas se moulent contre le front africain.

Cependant, dans les deux chaînes plissées, on rencontre la coexistence des deux directions. Leur connexion donne ce que G. B. M. Flamand a appelé « le style en chenilles processionnaires ». Ce style caractérise en parti-

(1) Nous ne parlerons pas des directions calédoniennes entièrement oblitérées par les directions hercyniennes.

culier le *chaînon Mechkakour – Matarka – les Trarit*, qui se sépare du Haut Atlas à la limite du Haut Atlas central et du Haut Atlas oriental. Une autre conséquence d'un tel croisement de plis est l'existence de ces synclinaux arrondis, nombreux au sein des deux chaînes.

Fait curieux, le pli de fond des Jebilet, unité somme toute moyen-atlasique, est orienté E – W, cette orientation se continue jusqu'au R'Nim, dont la structure complexe est due en partie au rebroussement du Moyen Atlas contre le Haut Atlas.

Par contre, le Massif ancien du Haut Atlas tend à s'orienter SW – NE, ce qui donne à cette chaîne l'allure d'une ligne brisée se rapprochant du « style processionnaire ».

Cette double direction imprime à l'ensemble de nos deux chaînes plissées un aspect curieux d'une croix de Saint-André. Le Haut Atlas et le Moyen Atlas semblent se croiser sous un angle aigu : l'un se continuant par les Jebilet, l'autre s'étalant du Cap Rhir à Oujda.

Cette image n'est cependant qu'apparente, car nous verrons que le synclinal de fond du Haouz se continue vers l'E par la zone subtabulaire de Tanant – Azilal ressemblant, à certains égards, à des Hauts Plateaux en miniature.

B — LE HAUT ATLAS

a) Le Haut Atlas occidental

Comme nous l'avons vu plus haut, le Haut Atlas occidental comprend trois tronçons très différents : à l'E, les montagnes granitiques du *Bloc oriental*, au milieu le *Bloc occidental* paléozoïque, enfin à l'W, un tronçon sédimentaire, sorte d'enveloppe périclinale de la chaîne. L'ensemble du Bloc oriental et du Bloc occidental forme le *Massif central*, ou mieux le *Massif ancien du Haut Atlas*. Rappelons aussi que le Bloc oriental, avec ses granites précambriens, est un fragment du bâti africain désigné sous le nom de *promontoire de l'Ouzellarh*. Géologiquement il fait partie de l'Anti-Atlas central. Le Bloc occidental est un puissant pli de fond, superposé à la chaîne hercynienne de la Meseta. Ses puissantes formations cambro-ordoviciennes continuent, vers le N, la fosse de subsidence paléozoïque, dont la partie S se développe à travers l'Anti-Atlas occidental et qui n'est autre que la terminaison SW du géosynclinal calédonien. Enfin, le tronçon occidental sédimentaire occupe la partie S de la fosse des Haha, où la subsidence a joué au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.

Le Bloc oriental est constitué essentiellement de granites (ou plutôt de granodiorites) du Précambrien II, formant le massif de l'Ouzellarh (dont certains sommets atteignent 4 000 m). Ils se rattachent, par le Tifnout et le col du Sous, aux granites semblables du massif du Siroua. Leur enveloppe de rhyolites et d'andésites du Précambrien III est largement développée sur les deux extrémités de la zone granitique : le massif du Toubkal, point culminant du Maroc (4 165 m), à l'W, le massif du Bou

Ourioul (3 573 m) à l'E. Il faut noter aussi la présence, dans le haut Oued Ourika, de migmatites attribuables au Précambrien I (F. Proust) et de schistes et quartzites du Précambrien II, en avant du Bou Ourioul (E. Roch, M. Gigout).

Le Bloc oriental est contourné par le fossé triasique du N'Fis, suivi par une des branches de l'accident sud-atlasien. Il est fracturé longitudinalement par toute une série d'accidents. Les uns, au S, sont en rapport avec l'accident sud-atlasien, les autres, au N, en rapport avec l'accident du N'Fis. Cela lui confère une structure d'horst complexe. Les gradins de son flanc N, soulignés par les grès du Permo-Trias, sont particulièrement démonstratifs.

Le Bloc oriental est enveloppé par un Permo-Trias puissant, essentiellement gréseux. Cette enveloppe faillée fait apparaître, sur le flanc N, du Viséen (Ourika, Zat, Moulay Brahim) et du Stéphanien. A l'E, il est flanqué de Paléozoïque assez complet comportant un Acadien puissant et monotone, caractéristique du Domaine atlasique. A l'W il montre, par contre, des séries à faciès anti-atlasique avec, au S, un Géorgien calcaire très développé (Agoundis).

Les faciès du Paléozoïque du *Bloc occidental* sont purement atlasiques, géosynclinaux (géosynclinal calédonien). Le Géorgien est schisto-calcaire, le Cambro-Ordovicien, puissant de près de 10 000 m, entièrement schisteux. Le Gothlandien et le Dévonien ne forment que quelques synclinaux isolés, au milieu de cet édifice schisteux et monotone. Au milieu du Bloc occidental est logé le massif granitique hercynien du Tichka, considéré comme syntectonique (H. et G. Termier). Il faut noter aussi la présence d'un bassin stéphanien faillé, sur le flanc S de la chaîne. Il s'étire le long de l'accident sud-atlasien (bassin des Ida ou Zal – Ida ou Ziki).

Le Massif ancien du Haut Atlas s'abaisse rapidement vers l'W et disparaît sous les formations jurassiques et crétacées, mollement plissées, de la fosse des Haha. Le couloir permo-triasique d'Argana sépare le Bloc occidental de ses enveloppes secondaires. Le relief de cette terminaison occidentale de la chaîne s'abaisse progressivement vers la côte. Ses éléments structuraux principaux sont *l'anticlinal du J. Amsitten* au N, *le chaînon des Ida ou Tanan – Cap Rhir* et *l'anticlinal du J. Lgouz – Agadir* au S.

Au S comme au N, le Massif ancien du Haut Atlas est flanqué de « zones subatlasiques » (L. Moret). Elles sont formées de Crétacé et d'Eocène plissés, mais font apparaître des noyaux paléozoïques. Un de ces noyaux de la zone subatlasique septentrionale comporte le granite d'Azegour, célèbre par la minéralisation de molybdène qui l'accompagne. Les zones subatlasiques sont séparées du Massif ancien par des accidents sud et nord-atlasiques.

L'évolution du relief du Massif ancien du Haut Atlas fut brillamment reconstituée par J. Dresch. Il y décrit, en particulier, une ancienne surface qui, à un moment donné, a enveloppé tout le massif, et n'est autre que la surface oligocène (préhammadienne : aquitanienne ou burdigalienne) connue dans l'Anti-Atlas. Les différentes surfaces néogènes sont emboîtées

dans cette ancienne surface. Enfin, le relief actuel est l'œuvre de l'érosion de la fin du Villafranchien.

b) Le Haut Atlas central calcaire

En s'écartant du Massif ancien vers l'E, le Lias et le Jurassique moyen prennent progressivement de l'importance. Les termes continentaux et lagunaires disparaissent et sont progressivement remplacés par des dolomies et des calcaires. En même temps, la série augmente considérablement en épaisseur. On entre ainsi dans la fosse de subsidence du Haut Atlas, dont la série stratigraphique-type s'établit comme suit :

Lias inférieur : calcaires massifs, parfois récifaux ;

Lotharingien : calcaires noirs, lités, alternant parfois avec des entrelits de marne rose ;

Domérien : calcaires gris ou verdâtres, à Ammonites, alternant avec des marnes grises.

Ces trois termes forment les chaînes anticlinales. Les étages suivants, essentiellement marneux, forment les synclinaux.

Lias supérieur : marnes à Ammonites pyriteuses. Des calcaires noirs à *Cancellophicus* peuvent y apparaître à des niveaux différents (surtout dans l'Aalénien). Ce faciès peut envahir également le Bajocien inférieur ;

Bajocien : puissante série marneuse, comportant des barres calcaires marquant dans la topographie ;

Bajocien supérieur – Bathonien : à la limite de ces deux étages apparaît généralement un calcaire corniche à Oursins, Polypiers et Brachiopodes ;

Bathonien : série marno-calcaire admettant, vers le haut, des intercalations rouges.

La série se termine par des couches rouges, lagunaires ou continentales, attribuables, avec doute, au Bathonien supérieur. La puissance totale de cette série peut atteindre plusieurs milliers de mètres, de sorte que, malgré des reliefs vigoureux, la base du Lias se trouve, dans les synclinaux, au-dessous du niveau de la mer.

Cependant, vers les bord N et S de la chaîne, l'épaisseur de la série diminue et des faciès plus calcaires remplacent les faciès marneux et marno-calcaires de la fosse. En outre, la fosse elle-même est traversée longitudinalement par des zones à séries plus réduites — des sortes de hauts-fonds (G. Dubar).

Le style des plissements est assez spécial, ce sont des anticlinaux aigus, alternant avec des synclinaux à fond plat. Ce style s'accentue vers l'E, où l'érosion désertique a évidé les synclinaux et a dégagé les axes anticlinaux. Les anticlinaux sont généralement cassés et chevauchants. Ces chevauchements se font vers le N dans la partie N de la chaîne, vers le S en s'approchant de sa bordure S. Les axes anticlinaux se relaient dans le sens longitudinal. Sur la même transversale N – S, on peut en recouper jusqu'à douze (transversale de Goulmima). La route de Midelt à Ksar es

Souk, qui peut être prise comme exemple, traverse huit anticlinaux sensiblement parallèles.

Les sommets les plus élevés jalonnent, comme dans le Massif ancien, les chaînons S de la Chaîne (par exemple le M'Goun, 4 071 m). A partir du J. Ayachi (3 757 m), ils seront reportés sur son chaînon N (J. Skindis — 2 167 m, J. Mechkakour — 2 121 m).

Les boutonnières primaires sont rares. La plus importante est celle du *Pays de Skoura* à l'W, comportant un Paléozoïque très complet. Les deux boutonnières voisines des *Aït Mdioual* et des *Aït Mallah* montrent un Gothlandien géosynclinal à phtanites à Graptolites. Il faut également signaler le *massif d'El Bour*, vraisemblablement précambrien, ainsi que la petite *boutonnière du Bou Dahar*, entourée de formations domériennes récifales, à faune célèbre décrite par G. Dubar. D'une façon générale, le cœur des anticlinaux liasiques ne fait apparaître que des marnes roses, souvent salifères, du Permo-Trias et des basaltes qui les accompagnent. On ne peut expliquer cette particularité du Haut Atlas que par un décollement généralisé de la série jurassique de son socle paléozoïque.

Une des particularités du Haut Atlas calcaire consiste dans la fréquence de massifs de gabbros logés dans le Lias et le Jurassique. Le plus curieux des massifs éruptifs post-liasiques est la syénite néphélinique du Bou Agrao. Il faut signaler aussi la présence de basaltes dans le Crétacé inférieur.

Nous avons vu qu'entre le Haouz à l'W, et la cuvette de la Moulouya à l'E, le Haut Atlas est soudé au Moyen Atlas. Une succession de synclinaux crétacés forme la limite tectonique entre les deux chaînes. En dehors de cette zone, le Haut Atlas central est, d'une façon générale, bordé par des « zones subatlasiques » formées de plis parallèles comportant du Crétacé, éventuellement de l'Eocène, ainsi que du Pontien. La zone subatlasique méridionale est très continue et constante. Elle est très large entre Ouarzazate et Tinerhir. La zone subatlasique septentrionale est plus discontinue. Elle se développe à l'E de Midelt et surtout dans la région de Talsinnt.

D'une façon générale, tout comme le Massif ancien, le Haut Atlas calcaire chevauche les zones subatlasiques. Ces chevauchements bordiers ne sont pas continus mais forment des écailles qui se relaient et sont généralement formées de calcaires liasiques.

La reconstitution de l'évolution du relief du Haut Atlas central est moins aisée que dans l'Anti-Atlas : les déformations récentes sont bien plus importantes, ce qui rend difficile la reconnaissance des anciennes surfaces. On peut admettre que la surface oligocène (préhammadienne) avait jadis enveloppé la chaîne entière. Celle-ci se présentait à cette époque (Aquitanien – Burdigalien) sous forme d'une zone de collines à formes séniles. Tous les plis étaient alors tronqués, ce qui a permi les chevauchements d'un des flancs par-dessus l'autre, au cours de la phase tectonique vindobonienne. Le Pontien est postérieur à ces chevauchements. Il comble certaines cuvettes (Cathédrale, Arhembo, etc...). Le matériel pontien qui comble les synclinaux de fond, au N et au S de la chaîne, provient de la destruction des reliefs élevés par la phase vindobonienne. Une autre phase de destruction a

donné les cailloutis villafranchiens, elle est postérieure au soulèvement post-pontien. Enfin la surrection de la fin du Villafranchien, suivie d'une phase de creusement puissant, a créé le relief actuel. Ce creusement procédait selon les lois de l'érosion normale dans la partie W de la chaîne, selon une érosion désertique dans sa partie E.

Nous avons vu que des chaînons isolés partaient du Haut Atlas central, pour traverser obliquement la Meseta oranaise. A l'E du chaînon du Moyen Atlas, on observe deux chaînons de « style processionnaire » : le *chaînon de Midelt* qui borde le massif paléozoïque et granitique d'Aouli, et le *chaînon du Mechkakour-Matarka* qui se continue par la *chaîne des collines des Trarit* à travers les Hauts Plateaux

c) L'Atlas oriental

Il est commode de faire débuter l'Atlas oriental par la transversale d'Anoual, après le départ du chaînon du Mechkakour – Matarka. Le Haut Atlas s'abaisse ici progressivement pour s'ouvrir sur la plaine du Tamlelt à substratum paléozoïque et précambrien, recouvert d'un Quaternaire puissant. Le Tamlelt est un pli de fond symétrique du Massif ancien du Haut Atlas. Les deux encadrent, en quelque sorte, le Haut Atlas central et se trouvent chacun en face des deux seuls points où la chaîne du Haut Atlas est en contact avec celle de l'Anti-Atlas. Cependant, le Massif ancien fut puissamment soulevé par les dernières phases de l'orogénie alpine, tandis que le Tamlelt n'a presque pas bougé après le Pontien et que sa surface aplanie se raccorde avec la surface villafranchienne des Hauts Plateaux.

La série stratigraphique paléozoïque du Tamlelt est celle du géosynclinal calédonien quoique, semble-t-il, moins puissante que celle du Bloc occidental. Sur un Précambrien II, légèrement métamorphique, on observe quelques coulées de rhyolites du Précambrien III, puis des récifs lenticulaires à Stromatolites, attribués au Géorgien. La série schisteuse cambro-ordovicienne se termine par des quartzites surmontés par un Gothlandien à phtanites à Graptolites. Un Dévonien calcaire vient d'être découvert par R. DU DRESNAY. On n'y connaît pas encore de granites ; cependant le Lias supérieur de Bou Arfa comporte des arkoses, ce qui indique l'existence de granites à proximité (vraisemblablement au N).

Le Tamlelt est bordé, au N et au S, par les *chaînes bordières* liasiques et jurassiques de Bou Arfa et de Zelmou – Grouz. La première (J. Klakh, J. Dough, etc...) chevauche largement le Crétacé des Hauts Plateaux (R. DU DRESNAY).

Comme dans le Haut Atlas central, ces chevauchements semblent être post-oligocènes. En effet, les conglomérats roses attribués à l'Oligocène et très développés sur le flanc N de la chaîne (J. Lakhdar), sont pris dans les plis du Crétacé chevauchés par l'accident bordier. Le Pontien, par contre, est postérieur aux chevauchements. Ses cailloutis pénètrent à l'intérieur de la chaîne et comblent les creux entre les reliefs appalachiens.

L'exaltation d'axes du Tamlelt est suivie par leur rapide abaissement

dans la direction de l'Atlas saharien. En quittant le Tamlelt vers l'E, on traverse successivement des zones de montagnes, formées d'abord de Lias, puis de Dogger, enfin de Jurassico-Crétacé continental, pour retrouver les synclinaux crétacés de l'Atlas saharien.

Le trait caractéristique de cette partie de la chaîne est le large développement de grès rouges, dits du Jurassico-Crétacé, qu'on arrive par places à subdiviser en grès bathoniens, grès du Jurassique supérieur et grès crétacés.

Le passage de l'Atlas oriental à l'Atlas saharien est accompagné d'un changement général de la direction de ses éléments structuraux. Sensiblement E – W dans le Haut Atlas calcaire et le Haut Atlas oriental, elle devient WSW – ENE dans l'Atlas saharien. De ce fait, l'Atlas saharien s'aligne exactement sur l'Anti-Atlas.

C — LE MOYEN ATLAS

a) Les Jebilet

Nous avons vu que la moitié occidentale de la chaîne moyen-atlasique ressemblait, en petit, au Haut Atlas. Elle commence à l'W par les Jebilet, ou « petites montagnes », chaîne paléozoïque surbaissée, réplique en miniature du Massif ancien du Haut Atlas.

Le Paléozoïque des Jebilet est essentiellement schisteux, à faciès du géosynclinal calédonien. On y connaît un Géorgien calcaire à Archæocyathidés (J. Irhoud), un Cambro-Ordovicien puissant et monotone, des quartzites de l'Ordovicien supérieur, enfin un Gothlandien à faciès flysch comportant des phtanites à Graptolites. Toute la partie centrale de la chaîne est formée de Viséen, en partie métamorphique (mines de graphite de Frag el Ma). Il faut aussi signaler le large développement de formations continentales stéphaniennes dans sa partie orientale, qui se continuent vers le S sous le remplissage récent de la plaine du Haouz.

Les Jebilet montrent deux massifs granitiques. L'un, celui du Ramram, est syntectonique et développe un métamorphisme de contact très important ; l'autre, situé plus à l'E, est post-tectonique. Les directions de plissement sont mésétiennes (méridiennes).

L'extrémité W des Jebilet s'ennoie sous les collines du Jurassique supérieur lagunaire des *Mouissat* qui ressemblent, toutes proportions gardées, à la terminaison occidentale du Haut Atlas. Le contact se fait par une auréole triasique, pendant du couloir d'Argana. Les Mouissat se terminent par l'*anticlinal du J. Hadid*, qui imite la chaîne du Cap Rhir – Imouzzer des Ida ou Tanan.

Le pli de fond des Jebilet est très peu élevé. Le niveau de comblement récent (Pontien, Villafranchien) de la plaine de la Bahira est (à l'W) au niveau des cols des Jebilet. La chaîne est mise ici en relief, du côté S, par le creusement de l'Oued Tensift au cours de la phase d'érosion de la fin du Villafranchien.

A l'E également, le relief est si bas que la chaîne se subdivise en tronçons par des couloirs N – S, dont l'un est emprunté par l'O. Tessaout. Il semble donc que les phases tectoniques récentes n'ont presque pas dérangé ce pli de fond sénile.

b) L'Atlas de Beni Mellal

Le deuxième tronçon du Moyen Atlas n'a pas reçu de nom. On pourrait l'appeler *Atlas de Beni Mellal.* C'est la partie de la chaîne, accolée au Haut Atlas, qui ne peut être individualisée que par les faciès du Lias et du Dogger. Ce sont des faciès néritiques côtiers, voir subcontinentaux (marnes « chocolat » du Toarcien), caractérisés par une épaisseur relativement faible. Par contre, dans le Haut Atlas voisin, règne le régime de fosse de subsidence.

Nous avons vu que l'alignement des synclinaux crétacés de l'Oued el Abid qui, à l'E, se continue par la cuvette de la Haute Moulouya, peut servir de limite tectonique approximative entre les deux chaînes.

Sur son bord N, l'Atlas de Beni Mellal chevauche la plaine de la Bahira, ou, plus précisément, la bordure essentiellement éocène de cette cuvette. A leur tour les éléments externes du Haut Atlas chevauchent les synclinaux crétacés de l'Oued el Alid, à la manière des accidents bordiers, qui, comme nous l'avons vu, caractérisent tout le bord N du Haut Atlas. Le chevauchement de Beni Mellal recouvre des formations continentales conglomératiques fortement cimentées. On vient d'y découvrir une riche faune de Rongeurs miocènes. Si on applique le schéma tectonique valable pour le Haut Atlas, il s'agit de formations antérieures à la phase tectonique vindobonienne (1). D'ailleurs, le Pontien, qui forme ici le comblement de la cuvette des Beni Amir et qui affleure dans les falaises du Bas Oued el Abid, envahit paisiblement le pied de la partie occidentale de l'Atlas de Beni Mellal.

L'Atlas de Beni Mellal subit un rebroussement très net : sa moitié occidentale est orienté E – W ; à l'E d'Afourer il change de direction et devient SW – NE. Le point culminant de ce chaînon, le R'Nim (2 402 m), se situe immédiatement au NE du rebroussement. Ce massif est caractérisé par une structure très complexe et comporte des écailles sur ses deux flancs.

L'Atlas de Beni Mellal se continue au NE par la zone subtabulaire de Kerrouchene, profondément érodée par l'Oued Serrou. Elle est formée d'entablements calcaires et dolomitiques liasiques, séparés par des profondes vallées creusées dans le Permo-Trias et les basaltes permo-triasiques. Cette zone tabulaire, séparant le synclinal de fond du Tadla de celui de la Haute Moulouya, traduit la jonction entre la Meseta marocaine et la Meseta oranaise. Elle recoupe en biais la « gouttière nord-atlasique ».

---

(1) R. Lavocat vient cependant d'attribuer ces couches au Pontien (*C.A. Ac. Sc.*, t. 236, pp. 189-191, 1952). Il se base sur la présence, au sein d'une faune entièrement nouvelle, de *Cricetodon* cf. *iberiscus*, espèce du Vindobonien d'Espagne.

c) Le Moyen Atlas proprement dit

Le Moyen Atlas plissé est une chaîne longue de 250 km, fort complexe dans le détail. Elle est affectée de reliefs vigoureux, dont les altitudes vont en augmentant vers le NE : son chaînon SE comporte les sommets du Gueb er Rehal (3 157 m) et du J. Bou Naceur (3 340 m). Au milieu, s'élève le Tichchoukt (2 796 m), relayé au NE par la chaîne du Bou Iblane qui culmine au Moussa ou Salah (3 190 m).

Cette disposition des hauts sommets sur deux alignements traduit les grandes lignes de la structure de la chaîne. Effectivement, le Moyen Atlas plissé résulte de la jonction de deux chaînons indépendants : le *chaînon moyen-atlasique principal* que nous suivons depuis les Jebilet, et le *chaînon de Midelt*. Ils encadrent la cuvette amont de la Haute Moulouya qui s'étale jusqu'à Enjil et comporte, en son milieu, le massif paléozoïque et granitique d'Aouli–Bou Mia. Le chaînon de Midelt se continue par la chaîne bordière de Reggou qui longe la cuvette aval de la Haute Moulouya et s'ennoie à Rhorgia. Par contre, le chaînon principal, comportant plusieurs axes anticlinaux parallèles qui se relaient, est accolé à la Meseta marocaine (notamment au Causse moyen-atlasique) et va plonger sous le Miocène de la plaine de Guercif.

Le Moyen Atlas plissé est traversé par un grand nombre de cassures longitudinales. Presque tous ses axes anticlinaux sont cassés et marquent une tendance au chevauchement, généralement vers le NW. Cependant la chaîne bordière de Reggou montre, entre la transversale d'Ouled Ali et celle de Reggou, un chevauchement S. Il en est de même du chaînon d'Itzer, qui chevauche la bordure de la cuvette de la Haute Moulouya.

La limite du Moyen Atlas plissé et du Causse moyen-atlasique suit, comme nous l'avons vu plus haut, une ligne architecturale majeure, séparant le « môle mésétien calédonien » du « géosynclinal calédonien ». Elle est soulignée par les synclinaux de Bekrit et de Timhadit, formés de Crétacé et d'Eocène et chevauchés, sur leur bord S, par du Lias. Plus loin au NE, cette limite se traduit par la fracture de Tazouta. Elle devient plus tranquille et se transforme en flexure à partir de l'O. Sebou (O. Mdez), le long du flanc S du massif du Tazzeka. Cette ligne faible est soulignée par une série de volcans, dont les volcans de Timhadit. Au point de vue paléogéographique, elle a été caractérisée d'abord par la pénétration du golfe éocène de Timhadit, s'ouvrant au SW sur la mer des phosphates. Plus tard, la mer miocène y a formé le golfe de Skoura et le détroit d'Ahermoumou – Tazzarine – J. Sarij qui, par le S du Tazzeka, a réuni le couloir sud-rifain à l'étendue marine de la plaine de Guercif (G. Colo, Ph. Morin).

Il faut souligner la présence d'accidents diapiriques au cœur du Moyen Atlas plissé. Ce sont, d'une part la terminaison orientale du Tichchoukt, d'autre part la curieuse structure d'El Aderj.

Nous avons vu que le cœur de la fosse de subsidence moyen-atlasique se plaçait dans la partie NE du Moyen Atlas plissé, notamment dans la

région de Berkine-Merhraoua. La série stratigraphique ressemble ici à celle de la fosse du Haut Atlas. Vers le SW, le Lias inférieur et le Domérien passent respectivement aux dolomies et aux calcaires sublithographiques, et le Lias supérieur devient de moins en moins épais. Le Dogger garde plus longtemps ses faciès vaseux et sa grande puissance : les marnes de Boulemane, le calcaire corniche, puis les formations marno-calcaires bathoniennes par lesquelles se termine la série, restent reconnaissables jusqu'au-delà de la grande route d'Azrou–Midelt. Le Crétacé joue un rôle important dans les synclinaux de la moitié SW du Moyen Atlas plissé. Certains comportent également une série éocène très complète. C'est en particulier le cas des synclinaux bordiers de Bekrit et de Timhadit ainsi que les cuvettes de Feleddi et d'Oudiksou. Par contre, le synclinal de Faïchet est comblé de Pontien.

Le volcanisme quaternaire (basaltes et ankaratrites) joue un très grand rôle dans le Moyen Atlas plissé. Les centres volcaniques forment une traînée presque continue à travers la chaîne. Elle se croise avec l'alignement des volcans de Timhadit – Tazouta. Cette traînée se continue au NW, à travers le Causse moyen-atlasique. En outre deux volcans jalonnent le flanc S de la dorsale du Bou Iblane (région de Berkine). Il faut noter aussi le volcan de Talzast (S d'Aïn Leuh) formé par la talzastite, correspondant grenu des ankaratrites (H. et G. Termier).

d) Le couloir d'Oujda

On a pris l'habitude de considérer comme terminaison orientale du Moyen Atlas le couloir envahi par le Miocène qui, de Guercif à Oujda, longe le rebord N des Hauts Plateaux. La chaîne plissée du Moyen Atlas s'ennoie ici sous le Miocène, au milieu duquel apparaissent des structures liasiques et jurassiques : anticlinal de Halloua – Richa au S, témoins de Dra Sidi Saada et de Dra el Klah, massifs du Tirremi, de Takroum, etc... au milieu, enfin les vastes massifs des Beni Bou Yahi et des Beni Snassen au N. Les faciès des formations liasiques et jurassiques qui y affleurent sont bien plus proches des dépôts subsidents du Moyen Atlas que de ceux, néritiques, des Hauts Plateaux. En particulier, le Dogger, très puissant, conserve ici son faciès marneux, c'est la grande vasière de G. Lucas. Le passage aux faciès néritiques des Hauts Plateaux se fait au pied même de la chaîne des Horsts (par exemple au large du Narguechoum). Le Dogger est suivi par le Jurassique supérieur qui se développe considérablement vers le N (plus de 1 000 m d'épaisseur), tout en gardant son faciès néritique.

Le plus important des massifs du couloir d'Oujda est celui des Beni Snassen, vaste pli de fond qui montre un soubassement paléozoïque comportant des granites. Son aile W est entièrement formée de Jurassique supérieur subsident. Ce large chaînon faillé, aligné E – W, se termine à l'W, dans les monts des Beni Bou Yahi. Ces derniers, surtout dans leur partie occidentale, ont violemment subi le contre-coup des poussées rifaines. Ils montrent, dans le Masgout et dans le bord W du Terni, des directions méridiennes. L'allure tabulaire du plateau du Terni, s'enfonçant paisiblement sous la Nappe

prérifaine, rappelle celle du Causse moyen-atlasique. C'est une raison pour l'apparenter au Horst mésétien.

Les massifs des Beni Bou Yahi se terminent en zone espagnole par une série de rides anticlinales paisibles, orientées E – W, qui s'enfoncent en tunnel sous les chevauchements rifains. Les faciès schisteux rifains y apparaissent progressivement d'E en W. Les formations apparentées au Prérif, qui apparaissent dans les fenêtres du Rif, pourraient être la prolongation lointaine de ces rides.

Le petit massif liasique et jurassique des Kebdana, bien individualisé, d'orientation E – W et qui se situe à l'embouchure de la Moulouya, appartient encore au Domaine atlasique. Sur sa couverture de Miocène inférieur fortement plissé, on trouve des klippes de série rifaine (Trias, Lias, série schisteuse, Paléozoïque).

Une particularité pétrographique du couloir d'Oujda consiste dans la présence de roches curieuses, du groupe des lamprophyres — les aïounites et les mestigmerites (L. Duparc). Cette venue anté-miocène forme des filons et des petits massifs dans le Jurassique. Nous retrouverons la même venue basique dans le Rif oriental et dans l'autochtone de certaines fenêtres du Rif central.

Le Miocène marin du couloir d'Oujda atteint de très grandes épaisseurs dans la plaine de Guercif (plus de 2 000 m). Il est moins épais à partir de Taourirt. Ses faciès sont comparables à ceux du couloir sud-rifain. La série débute par des faciès transgressifs, des mollasses ou des conglomérats (conglomérat de Ras el Ksar). Son faciès principal consiste en des marnes bleues tortoniennes. Elle se termine par des formations lagunaires ou sableuses (Sahélien), comportant à Camp Berteaux des argiles smectiques, à Guercif des lignites. Le tout est couronné par des formations continentales, attribuées au Pontien. Ce Miocène, faiblement plissé, est dit « du deuxième cycle »; il est précédé, au N (Basse Moulouya, pourtour des massifs septentrionaux) par du Miocène inférieur, dit « du premier cycle ». Les deux séries sont parfois discordantes entre elles.

Le couloir d'Oujda a été caractérisé par une activité volcanique très intense, de la fin du Miocène au Quaternaire. La limite des éruptions trachy-andésitiques miocènes se place suivant une ligne qui va de l'embouchure du Nekor à Guercif (volcans du Guilliz et de Martimprey en zone française, du Gurugu de Tres Forcas et de Quilates en zone espagnole). Cette ligne paraît coïncider avec une zone de fractures marginales importantes du talus africain. Elles se prolongent d'ailleurs par les Iles Chaffarines et l'Ile d'Alboran dans les éruptions de la côte andalouse de Cabo Gata. Leur existence, dans toute l'Oranie septentrionale, est depuis longtemps connue.

La distribution des éruptions basaltiques pliocènes et quaternaires est un peu différente. Elle s'inscrit en une large bande, depuis Melilla (Gurugu), jusque dans le Maroc central, en décrivant un arc grossièrement parallèle à celui du front des nappes rifaines.

D — LA MESETA MAROCAINE

a) Généralités

La zone rigide la plus importante du Domaine atlasique est la Meseta marocaine. C'est le pays tabulaire dans son ensemble qui s'étale entre la côte, au NW, et les chaînes atlasiques montagneuses, au SE. Somme toute, elle borde au NW l'ensemble plissé des Atlas, tout comme l'Anti-Atlas les borde au SE et au S. Nous avons vu que cette vieille unité, formée par le « môle mésétien calédonien », a joué, au cours de l'orogénie alpine, le rôle de « serre » septentrionale contre laquelle se sont plissées les chaînes atlasiques.

Sa charpente calédono-hercynienne comprend plusieurs éléments. Dans sa moitié W, elle est traversée de part en part par le faisceau de plis mésétiens d'orientation sub-méridienne, sensiblement parallèle à l'orientation des poussées alpines. Induré par le métamorphisme des venues granitiques et l'injection de roches vertes, le faisceau des plis mésétiens est resté inerte au cours de l'orogénèse alpine et n'a pas influencé le plissement de la couverture, si ce n'est dans les tronçons soulevés en plis de fond transversaux (Bloc occidental, Jebilet, Rehamna).

Par contre, la moitié NE de la Meseta marocaine, avec le Massif central, est caractérisée par les directions atlasiques SW – NE, qui seront plus tard celles du Moyen Atlas. Cette direction sensiblement perpendiculaire à celle des poussées alpines a vraisemblablement facilité le soulèvement général de l'ancien « môle mésétien calédonien » en un vaste « Horst mésétien » qui s'étale depuis le massif des Rehamna, au SW, jusqu'au Causse moyen-atlasique, au NE, et qui est, avec les deux Atlas, un des éléments les plus caractéristiques du Domaine atlasique.

La Meseta marocaine se subdivise longitudinalement, c'est-à-dire du NW au SE, en trois zones d'importance inégale :

1. Le long de la côte, c'est la *zone côtière* ou *Meseta côtière*, ou encore *Sahel côtier* (terme proposé récemment par M. Gigout) ;

2. Séparé de la précédente par une série de flexures qui se relaient, s'étale la *Meseta proprement dite* ou *Horst mésétien* ;

3. Enfin au SE, contre la chaîne des Jebilet – Atlas de Beni Mellal, et chevauchée par ce dernier, s'allonge la *zone synclinale de la Bahira – Tadla*. Nous avons vu plus haut qu'en opposition aux deux éléments précédents, le tréfond de cette zone déprimée est déjà formé par le géosynclinal calédonien.

Cependant, avant de passer à la description de ces trois unités, nous allons dire quelques mots du synclinal de fond de Mogador – Haouz, qui sépare les plis de fond du Bloc occidental et des Jebilet. Comme ces deux bombements de fond, c'est un élément hercynien mésétien, compris dans le géosynclinal calédonien. Il est, pour ainsi dire, inclus dans l'ensemble des chaînes alpines plissées.

b) La zone synclinale de Mogador – Haouz

Le synclinal de fond du Haouz, au centre duquel se trouve Marrakech, est comblé de dépôts continentaux pontiens et plio-villafranchiens. Ces derniers sont développés surtout dans la partie orientale de la cuvette. Dans la majeure partie de la plaine, ces formations de comblement recouvrent directement le Paléozoïque plissé. Ce dernier forme les collines du Guéliz, près de Marrakech. Il affleure largement dans le dôme de Guemassa, A l'W, il apparaît près de Chichaoua. Enfin à l'E, il est connu par des forages. Comme dans les Jebilet, à l'W, c'est du Cambro-Ordovicien, au milieu du Carbonifère (1) marin accompagné de Dévonien métamorphique, et à l'E, du Stéphanien continental.

Il faut signaler tout spécialement l'importance de la couverture quaternaire dans la plaine du Haouz. Formée de cônes de déjection des oueds sortant du Haut Atlas, elle contient une nappe d'eau abondante, draînée par une multitude de rhettaras (drains).

Le Haouz se continue à l'W, à travers la fosse des Haha, par le synclinal, ou plutôt le synclinorium de Mogador (E. Roch). Il est formé essentiellement de Crétacé supérieur (Cénomanien à Sénonien) ondulé, au milieu duquel s'inscrivent des synclinaux isolés, comportant le Maestrichtien et l'Eocène discordants sur le Crétacé : la vaste cuvette de Si Mokhtar et les synclinaux isolés des Meskala. Le Crétacé se relève, au S, contre le flanc S de l'Atlas qui se termine, à l'W, par l'anticlinal du J. Amsitten ; au N, il s'arrête en falaise parallèlement à l'O. Tensift, puis se relève contre le Jebel Hadid. Sur ses deux bords apparaît ainsi la série très complète du Crétacé inférieur de la fosse des Haha, où les influences continentales deviennent de plus en plus sensibles.

A l'W, le synclinorium est recouvert par un large cordon de dunes consolidées villafranchiennes de quaternaires. En bordure de ce cordon dunaire, dans la partie S du synclinorium, apparaît le curieux accident diapirique de Tidsi, de direction SW – NE. La ville de Mogador, construite sur les dunes consolidées quaternaires, et entourée de dunes meubles, se situe sensiblement sur l'axe du synclinorium.

La terminaison E du synclinal de fond de Mogador – Haouz est toute différente. On entre ici dans une zone de collines liasiques et jurassiques, faiblement plissée, qui s'intercale entre l'Atlas de Beni Mellal au N, et le Haut Atlas au S, et s'avance en pointe jusqu'à la région d'Azilal.

Par son style tectonique, sa série stratigraphique, son relief et son aspect général, cette région ressemble aux Hauts Plateaux qui, eux aussi, s'avancent en un vaste triangle entre le Moyen Atlas et le Haut Atlas. Comme dans les Hauts Plateaux, on reconnaît ici un Lias inférieur et moyen dolomitique, une série rouge du Lias supérieur (Toarcien), puis une série calcaire du Dogger. La vaste cuvette des grès jurassico-crétacés de Guettioua complète cette ressemblance.

(1) W. Chazan vient de signaler la présence du Tournaisien aux portes de Marrakech.

c) La zone synclinale de la Bahira – Tadla

Long et étroit, le synclinal de fond des Ganntour – Bahira – Beni Amir – Tadla est caractérisé par sa structure dissymétrique. Son flanc NW, formé de Crétacé et d'Eocène à phosphates, plonge doucement sous la plaine de la Bahira à l'W et celle des Beni Amir à l'E. Sa régularité n'est interrompue que par l'axe anticlinal d'El Hadra, diverticule du massif des Rehamna. Son flanc S est, par contre, faillé et basculé par le chevauchement de l'Atlas de Beni Mellal. Il devient plus tranquille à l'W, le long des Jebilet. La dissymétrie subsiste cependant, car le Crétacé y manque et les formations du remplissage récent viennent, ici, directement contre le Primaire des Jebilet.

Le remplissage récent de la cuvette est formé surtout de calcaires lacustres plio-villafranchiens. Ils masquent le Pontien qui affleure le long de l'Oued el Abid, à Zidania et aux approches de Kasba Tadla. C'est le seul endroit, au Maroc, où le Pontien soit daté paléontologiquement : en face de Zidania il a fourni une dent de *Mastodon* aff. *longirostris*.

La moitié E du synclinal, c'est-à-dire la cuvette des Beni Amir – Beni Moussa, est traversée par l'Oum er Rbia. Par contre sa moitié W, la Bahira proprement dite, ou plaine de Ben Guerir – El Kelaa des Srarhna, comporte la cuvette sans écoulement du Sedd el Mejnoun.

La Bahira s'achève, à l'W, par une terminaison périclinale dissymétrique, réalisée par la dalle à Thersitées (Lutétien) et la série phosphatée des Ganntour (Exploitations de Louis-Gentil). Par l'intermédiaire du Crétacé inférieur à Ammonites (M. Gigout), elle s'appuie sur la pointe N des collines des Mouissat, formées de Jurassique supérieur lagunaire contenant de belles lentilles de gypse. Toutes ces formations se réduisent en biseau contre le flanc N des Jebilet et leur enveloppe triasique. Coïncidence curieuse, au milieu de ce Trias, se trouve une dépression fermée, semblable au Sedd el Mejnoun : le lac salé de Zima.

A l'E, vers Zaouïa Ichaq, on retrouve également une fermeture périsynclinale dissymétrique : les formations éocènes, puis crétacées, recouvertes par des brèches travertineuses villafranchiennes et quaternaires, butent ici contre le pied du chaînon moyen-atlasique, notamment de son tronçon tabulaire de Khenifra – Kerouchene. Le synclinal de la Bahira – Tadla cesse ainsi d'exister. On a vu qu'on pouvait considérer comme son prolongement les synclinaux de Bekrit et de Timhadit, formés eux aussi de Crétacé et d'Eocène.

Nous avons vu également que ce synclinal de fond fait partie de la « gouttière nord-atlasique ». Pris dans ce sens, il faut voir son prolongement direct dans la cuvette de la Haute Moulouya.

d) Le Horst de la Meseta marocaine

Le substratum calédono-hercynien du Horst de la Meseta marocaine affleure largement dans le *massif des Rehamna*, où il est plissé N – S, et

dans le *massif du Maroc central* (ou Massif central), où il est orienté SW – NE. Entre ces deux massifs, dans la zone des raccords des deux directions, il est recouvert par le *plateau crétacé de Settat*, surmonté par le *plateau éocène des phosphates* (Khouribga). Au NE par contre, le socle primaire disparaît sous les formations dolomitiques et calcaires, essentiellement liasiques, du Causse moyen-atlasique. La limite N du Horst est mal connue, car la transgression miocène du couloir sud-rifain l'a largement recouvert. Toutefois, à l'extrême NE, son socle hercynien apparaît de nouveau, sous forme du *massif du Tazzeka*. Nous avons vu qu'à partir de la région de Taza, le Horst de la Meseta marocaine disparaissait au N sous la Nappe prérifaine et que le plateau du Terni (à l'W du Masgout) pouvait traduire sa réapparition en bordure de la zone charriée.

L'appellation « Horst de la Meseta » n'est pas très exacte, car il n'est pas délimité par de véritables failles. Nous avons vu que son flanc S plonge tranquillement sous la zone synclinale de la Bahira – Tadla. Le long de son flanc N, on constate plutôt un régime de flexures que de véritables failles. Cette *flexure de la Meseta* est d'ailleurs complexe et se compose de plusieurs flexures se relayant du SW au NE. Orientées d'abord parallèlement au bord du Horst, elles s'en écartent ensuite vers le N et amorcent ainsi, à travers la Meseta côtière, une succession de compartiments gauchis. Une première flexure suit la bordure des Doukkala, puis tourne le long de l'Oum er Rbia en empruntant des failles hercyniennes (M. Gigout). Elle est relayée, au-delà de la route de Casablanca à Settat, par une autre flexure qui changera de direction, au-delà de Boucheron, pour se perdre dans les accidents hercyniens de l'Oued Cherrat (G. Lecointre). Elle va être relayée par la flexure de Marchand qui longe le synclinal triasique de Maaziz (H. Termier). Le dernier relai est la flexure qui borde le Causse moyen-atlasique d'Agouraï au Col du Touahar. Fort complexe dans le détail, elle comporte des tronçons faillés (El Hajeb), des accidents transversaux (Bahlil, Tahala), ainsi que des anticlinaux précurseurs, apparaissant au milieu du Miocène (Bir Tamtam).

A chaque relai, la bordure du Horst avance vers le N. Le premier feston de ce genre se place à l'E de l'Oum er Rbia, dans la région d'Oulad Saïd – Foucauld. Le deuxième, le plus important, est la Meseta très découpée qui, par Sidi Bettache, descend en pente douce sur Rabat. Le troisième feston est celui d'Ouljet Soltane, à l'entrée des gorges de l'Oued Beth, où la moitié N du Massif central disparaît sous le Miocène.

Le *massif des Rehamna* vient d'être étudié en détail par M. Gigout. Sa moitié NW est formée essentiellement d'Acadien, puissant de 4 000 m, et d'Ordovicien. Chacun de ces étages se termine par des quartzites. Ces formations sont plissées N – S : il faut surtout signaler le beau synclinal d'Imfout, traversé par l'Oum er Rbia, barré dans les gorges des quartzites ordoviciens (barrage d'Imfout).

La partie NE des Rehamna est bien plus complexe. D'un style haché, elle est constituée d'unités structurales sans continuité, formées de Dévonien moyen, de Strunien et de Viséen, qui apparaissent au sein d'une puissante série schisteuse, difficile à départager entre le Dévonien inférieur et

le Gothlandien. Le tout est plus ou moins masqué par des formations continentales rouges, attribuées au Stéphano-Permien, et recouvertes, en discordance, par du Permo-Trias et du Crétacé. Partagés actuellement en plusieurs bassins plus ou moins indépendants, ces conglomérats stéphano-permiens sont accompagnés de puissantes formations volcaniques, tantôt trachy-andésitiques (NE), tantôt rhyolitiques (SE).

Enfin la partie S des Rehamna est affectée d'un métamorphisme général peu intense (schistes micacés), à travers lequel on arrive cependant à reconstituer les grandes unités structurales soulignées par les quartzites ordoviciens des Skhour et des calcschistes attribués au Dévonien. Elle comporte plusieurs massifs granitiques, dont le plus important, dit « granite des Rehamna », se situe à l'E de la route de Casablanca à Marrakech. La granitisation fut aidée par la mise en place d'un réseau complexe de microgranites. Il faut noter, comme curiosité de cette zone, des lentilles de conglomérats métamorphisés, vraisemblablement dévoniens, tantôt plissotés, tantôt étirés, et dont les galets quartzitiques ont pris alors la forme de baguettes plus ou moins fusiformes.

Le *Plateau crétacé*, uniforme et monotone à première vue, s'est révélé très intéressant dans les détails (M. Gigout, H. Salvan). A l'W, il est formé essentiellement de Crétacé inférieur comportant la barre résistante des calcaires valanginiens. Dans la région de Mechra ben Abbou, le long de la bordure des Rehamna, on voit cette barre disparaître en biseau au sein de formations rouges (1).

A l'E de la région de Settat, le plateau est formé de marno-calcaires cénomaniens et de marnes sénoniennes, séparés par la barre résistante du Turonien.

Plus à l'E encore, le plateau crétacé est surmonté par le plateau des phosphates, dont la régularité est déterminée par la « dalle à Thersitées » d'âge lutétien (C. Arambourg, H. Salvan). Cependant, l'étude de détail a montré que le plateau des phosphates n'est pas un plateau structural, mais représente l'ancienne surface anté-miocène (= surface préhammadienne du S), conservée grâce à la résistance des calcaires lutétiens qu'elle coupe en biseau. En contrebas de cette surface d'érosion, s'en étale une autre, bien développée dans la partie N du plateau. On doit la considérer comme pontico-villafranchienne. Les formations éocènes de la moitié S du plateau descendent en pente douce sous les dépôts de comblement du synclinal de la Bahira – Tadla. L'érosion de la fin du Villafranchien a profondément entamé cette région et a découpé l'entablement éocène en une série de plateaux à bords festonnés.

Les « sokhrat » — récifs quartzitiques, généralement ordoviciens — qui pointent à travers le Cénomanien, le Turonien, et parfois même le Sénonien, sont une particularité du plateau crétacé. L'un d'eux, celui de Sidi Hajaj, semble avoir été la cause d'une concentration extraordinaire d'Ammonites du Turonien inférieur (H. Salvan).

---

(1) Cette barre, qui près de la route de Casablanca-Marrakech se présente sous forme d'un calcaire jaune siliceux, a été prise par L. Gentil pour du Rhétien. Le mérite de l'avoir datée avec précision revient à M. Gigout.

Le *Massif central* fut étudié et magistralement décrit par H. Termier. C'est le plus important fragment de la Chaîne hercynienne marocaine. Il fait partie du « môle mésétien calédonien » et semble border, au NW, le géosynclinal de cette chaîne. Nous sommes ici déjà en dehors du faisceau des plis mésétiens, en plein régime des plis atlasiques, avec ses directions SW – NE. Le Massif central comprend plusieurs unités siluriennes comportant des enveloppes, plus ou moins complètes, de Dévonien, et noyées au milieu d'un pays essentiellement viséen. Le style tectonique, dû à une succession de phases orogéniques hercyniennes, est complexe : des plis de style plastique sont hachés par des failles. Les étapes marquantes de son histoire sont la discordance calédonienne, mise récemment en évidence par W. van Leckwijck, la transgression viséenne, la régression des couches de Fourhal attribuées au Namurien, ainsi que les deux épisodes de sédimentation continentale du Westphalien C (bassin de Christian) et de l'Autunien (synclinal de Khenifra), faisant suite chacun à une phase orogénique violente.

L'activité magmatique hercynienne se traduit par des réseaux filoniens doléritiques et microgranitiques, ainsi que par des massifs granitiques qu'on présume post-westphaliens : granites des Zaër, d'Oulmès, du Ment, etc.

Enfin, le volcanisme récent est fort développé. Les volcans sont d'âge différent, les plus anciens (vraisemblablement anté-miocènes) sont les rhyolites de la Table des Zaïan, près de Khenifra. Ils sont suivis par des volcans de la famille des phonolites (phonolites, murites, néphélinites, basanites, limburgites) dont la plupart semblent dater du Quaternaire ancien, enfin par des basaltes et des ankaratrites du Quaternaire récent.

Comme toutes les régions rigides du Maroc, peu déformées par les plissements alpins, le Maroc central montre une succession d'anciennes surfaces d'érosion. On peut y reconnaître facilement une très ancienne surface qui a enveloppé le massif tout entier et qu'on peut considérer comme anté-miocène (= surface préhammadienne du S). D'autres s'échelonnent plus bas : la mieux développée semble être la surface villafranchienne. Enfin, la grande phase de creusement de la fin du Villafranchien a donné naissance aux gorges profondes des oueds Grou, Bou Regreg, Agennour, Beth, etc... qui ont donné au Massif central sa physionomie si caractéristique de « relief en creux ».

Le *Causse moyen-atlasique* est une région, tantôt tabulaire, tantôt ondulée, qui s'étale de Khenifra et d'Azrou à Taza. Constitué essentiellement de dolomies du Lias inférieur, surmontant un Trias rouge et des basaltes triasiques, le Causse comporte des synclinaux souvent fort accusés, formés de calcaires domériens et comportant parfois des termes plus élevés : le Lias supérieur et même le Bajocien. Des boutonnières primaires s'ouvrent çà et là, surtout dans la partie orientale du Causse (Kandar, Tazouta, El Menzel, etc...). La principale de ces boutonnières est le massif du Tazzeka, étudié par Ph. Morin et formé surtout de schistes carbonifères. Des petits massifs granitiques et un beau laccolite microgranitique (Boujada) y sont logés.

Le style tectonique des causses est un style cassant. Les réseaux de

failles sont, par place, d'une densité extrême (Ifrane, Merhraoua, Bechine, etc...). Les dernières phases du plissement alpin y ont créé des anticlinaux qu'on peut qualifier de subaériens, c'est-à-dire nés en surface, sans aucune surcharge. Formés d'un matériel peu plastique (dolomies massives), ils sont toujours accompagnés de multiples failles et cassures longitudinales.

Les volcans basaltiques et d'ankaratrites qui forment une vaste traînée partant du Moyen Atlas plissé et allant jusque dans la plaine de Meknès – Fès (volcans de l'Aguelmane Sidi Ali, de Timhadit, champs de laves de l'Oued Guigou, du plateau du Bordj Doumergue, Koudiat d'Ifrane, Outigui, etc...), représentent la dernière manifestation de cette tectonique alpine. Signalons aussi le volcan de Sidi Abdallah qui se situe en bordure du Tazzeka.

Nous avons vu que le Causse moyen-atlasique est séparé du Moyen Atlas plissé par les synclinaux crétacés et éocènes de Bekrit et de Timhadit, continuation tectonique, en quelque sorte, de la zone synclinale de la Bahira-Tadla. Au-delà du pont du Guigou, la limite des deux zones est représentée par l'accident de Tazouta. Elle continue ensuite par Ahermoumou et Tazzarine, c'est-à-dire par l'ancien bras de mer miocène qui a contourné par le S le massif du Tazzeka. Au SE de cette limite, s'étale la fosse de subsidence du Moyen Atlas, qui, comme nous l'avons vu, semble se superposer à une zone restée plastique du géosynclinal calédonien.

Au N, le Causse moyen-atlasique descend sous le Miocène du couloir sud-rifain. Des sondages ont retrouvé des dolomies liasiques, alternant avec des boutonnières triasiques salifères, sous les plaines du Saïs et de Meknès (J. Margat et P. Taltasse). Nous avons vu que le bord NW du Causse est défini par la « flexure de la Meseta », souvent faillée. Cette flexure devient localement multiple et complexe : en particulier dans la région de Bir Tamtam – Tahala, l'abaissement du Causse se fait par paliers successifs, correspondant chacun à une flexure, ou même à de vastes axes anticlinaux plus ou moins envahis par du Miocène.

e) La Meseta côtière

La *zone côtière*, ou *Sahel*, est un plateau surbaissé qui, depuis la côte, s'élève progressivement jusqu'au pied du Horst mésétien. Sa constitution géologique est assez compliquée. Les terrains prédominants sont ici des formations récentes : le Pliocène, le Villafranchien, le Quaternaire.

La transgression pliocène est essentiellement atlantique. D'une façon générale, elle recouvre la zone côtière et atteint la « flexure de la Meseta ». Par contre, la transgression miocène fut une transgression méditerranéenne. Ses lignes de rivage se croisent donc avec celles du Pliocène (J. Bourcart). De ce fait, le Miocène ne jouera un rôle important qu'à partir de Rabat, vers l'E et le Nord, c'est-à-dire dans la zone où le couloir sud-rifain vient s'ouvrir sur l'Atlantique. Il faut cependant signaler des incursions de la mer miocène sur la Meseta côtière, dans la région de l'Oued Cherrat (G. Lecointre) et dans celle de Mazagan (M. Gigout).

Morphologiquement, la Meseta côtière comporte deux zones parallèles.

Le long de la côte, s'étale la zone de dunes consolidées villafranchiennes et quaternaires. Elle est affectée d'une morphologie dunaire caractéristique. En arrière de ce vaste cordon dunaire, s'étalent les plaines quaternaires : Abda, Doukkala, Chaouia. Elles s'avancent jusqu'au pied de la flexure de la Meseta. Couvertes d'un Quaternaire puissant (limons rouges inférieurs mesurant jusqu'à 70 m d'épaisseur) elles représentent, somme toute, la surface d'aplanissement du Plio-Villafranchien.

La zone dunaire fait voir de temps en temps le substratum immédiat des dunes. Entre Safi et Mazagan, apparaissent les différents termes du Crétacé. On est ici dans la terminaison N de la zone crétacée qui, au S, porte le nom de fosse des Haha. D'ailleurs le Crétacé inférieur de Safi conserve encore les caractères de dépôts de fosse. Le Crétacé de Mazagan ne comporte plus que du Cénomanien.

A partir de l'Oum er Rbia, commence à apparaître le Paléozoïque. Déjà au cap de Mazagan, apparaissent des rhyolites attribuables au Précambrien III et des dolomies supposées géorgiennes. Cette curieuse boutonnière n'est cependant qu'une exception car, entre l'Oum er Rbia et l'Oued Nefifik, on ne connaît pratiquement que de l'Acadien et de l'Ordovicien. Les terrains plus récents (Gothlandien, Dévonien, Strunien, Tournaisien) ne se développeront qu'à partir de l'Oued Cherrat – Camp Boulhaut. Il faut y noter plus particulièrement les marbres du Dévonien moyen, activement exploités (carrières de l'Oued Ykem).

La régularité de la zone côtière s'interrompt aux endroits où la flexure de la Meseta quitte le bord du Horst mésétien pour s'écarter vers le N. Nous avons vu que cette disposition avait lieu d'abord au droit des gorges de l'Oum er Rbia, ensuite dans la région des oueds Nefifik – Cherrat. A ces deux endroits, apparaissent de vastes massifs primaires qui s'étalent jusqu'à la côte. Le premier traversé par l'Oum er Rbia est caractérisé par la direction mésétienne. Il est formé de Cambrien, de Silurien et même de Dévonien (synclinal de Foucauld). Le deuxième. essentiellement tournaisien, se situe très exactement entre le faisceau des plis mésétiens et l'ensemble des plis atlasiques. Il est bordé, au N, par l'accident de Tiflet, orienté E – W.

Ce massif est profondément découpé par toute une série d'oueds dont le plus important est le Bou Regreg, avec ses affluents Akrech, Khorifla, Grou, etc... Ces oueds découpent l' « hinterland » de Rabat en une série de plateaux de dimensions différentes, arasés par la surface villafranchienne. Au N du Bou Regreg, ces plateaux s'abaissent progressivement vers le Rharb, à travers la forêt de la Mamora. Cet abaissement traduit l'ennoyage progressif de la Meseta sous la plaine du Rharb, sorte d'avant-fosse du Rif.

Il faut signaler tout spécialement un trait caractéristique de la zone côtière. C'est le synclinal triasique de Maaziz – Marchand qui reprend, plus à l'W, sous forme du synclinal de Boucheron. Située contre la flexure du Horst de la Meseta marocaine, cette zone synclinale témoigne de l'ancienneté de cette disposition structurale, exaltée par les derniers mouvements alpins.

En plus du Permo-Trias et de basaltes qui l'accompagnent, le synclinal de Boucheron comporte également du Crétacé à Cénomanien prédominant. Il affleure surtout le long de l'Oued Mellah.

f) Le couloir sud-rifain

On appelle *couloir sud-rifain* (« détroit sud-rifain » des anciens auteurs) la zone déprimée qui va du Rharb au Col du Touahar pour rejoindre ensuite le couloir d'Oujda. Elle est jalonnée par les grandes villes du Maroc : Port-Lyautey, Meknès, Fès, Taza, et fut de tous temps le chemin des grandes invasions historiques. Bordant, au S, le front des nappes rifaines, elle n'est autre que la dernière et la plus récente avant-fosse du Rif.

Le couloir sud-rifain est formé de Miocène qui transgresse, au S, le bord de la Meseta. D'une façon générale, il consiste en une puissante série marneuse qui comporte à sa base des formations transgressives (conglomérats, mollasses) et se termine par des faciès régressifs sableux.

Le Miocène du couloir sud-rifain ne forme généralement qu'un cycle sédimentaire — le cycle vindobonien : mollasses helvétiennes, marnes tortoniennes, sables sahéliens. Cependant au NW, autour des rides prérifaines et dans l'Oued Beth, l'âge de la mollasse de base est burdigalien et la partie inférieure des marnes est helvétienne. Le cycle « cartennien » précède donc ici le cycle vindobonien. On retrouve une disposition semblable à l'E, dans la partie N de la plaine de Guercif (Basse Moulouya, pourtour SW des Beni Snassen, bordures du massif des Beni Bou Yahi, etc...).

Le Miocène a sa puissance maxima dans le Rharb (2 000 m), il a moins de 1 000 m à Meknès et à Fès. Au col du Touahar où la nappe arrive à proximité du Paléozoïque du Tazzeka, le Miocène n'a que quelques dizaines de mètres. Nous avons vu qu'on retrouve des puissances considérables (2 000 m) dans la plaine de Guercif.

Dans le vaste triangle du Rharb, le Miocène est entièrement masqué par du Quaternaire récent (tirs). Le long de la côte, on retrouve le même cordon de dunes consolidées que le long de la Meseta côtière. Les plus anciennes sont villafranchiennes ; elles reposent sur du Pliocène marin. Cependant à Fouarat (Port Lyautey), elles sont recouvertes par une autre transgression, plus récente, dont les grès coquilliers ont fourni l'association d'Eléphants et de Mastodontes (*E. meridionalis*, *M. arvernensis*) caractéristiques du Calabrien-Villafranchien. Cette formation est recouverte de sables rouges qui s'étalent sur tous les plateaux de la moitié W du couloir sud-rifain. Ce couloir fut donc, comme la Meseta côtière, aplani au Villafranchien et sur cette surface s'est étalé le lac du Saïs (Meknès – Fès).

E — LA MESETA ORANAISE

a) Généralités

La *Meseta oranaise* est la vaste zone rigide, en forme de coin orienté

vers l'W, qui sépare les deux chaînes plissées du Moyen et du Haut Atlas. Nous avons vu qu'elle comporte un certain nombre de régions naturelles qui se croisent, les unes s'orientant N – S, les autres sensiblement E – W. Etant donné qu'on ne connaît le substratum calédono-hercynien de cette zone qu'au N, dans la zone des horsts et à l'W, dans le massif d'Aouli, il est difficile d'interpréter cette interférence de lignes structurales et de la lier à l'architecture profonde. D'ailleurs, comme nous l'avons vu plus haut, nous ne pouvons même pas savoir si la Meseta oranaise (en dehors de la chaîne des horsts bordiers) représente un tronçon du géosynclinal calédonien ou un môle ancien de même nature que le « môle mésétien calédonien ».

Dans le sens E – W, la Meseta oranaise se divise en quatre unités :

1. La cuvette de la Haute Moulouya, elle-même séparée en cuvette amont et cuvette aval (cuvette de Midelt et cuvette de Missour) ;

2. Le Rekkame, jurassique au N, crétacé au S ;

3. Les Hauts Plateaux, comblés de Pontien et recouverts de Villafranchien, que la chaîne des Trarit subdivise en Hauts Plateaux septentrionaux et Hauts Plateaux méridionaux ;

4. La bordure N, relevée, des Hauts Plateaux, formant une unité indépendante orientée WSW – ENE ; c'est somme toute la première unité longitudinale.

La deuxième comprend le Rekkame jurassique et les Hauts Plateaux septentrionaux.

Enfin, la troisième, et la plus importante, se compose des cuvettes de la Haute Moulouya, du Rekkame crétacé et de la partie S des Hauts Plateaux. C'est un ensemble à tendance synclinale, une sorte de sillon, en avant du Haut Atlas, que nous avons appelé précédemment « gouttière nord-atlasique ».

La Meseta oranaise est caractérisée par ses séries stratigraphiques relativement peu épaisses et par ses faciès néritiques. Au Lias et au Dogger prédominent des faciès dolomitiques et calcaires. Des émersions sont fréquentes (Lias supérieur, Bathonien, etc...). Seule la gouttière nord-atlasique montre des séries crétacées puissantes. Ne connaissant pas le substratum de la Meseta oranaise, il est difficile de définir la cause de cette rigidité au cours du Secondaire et du Tertiaire. On peut supposer, en se basant sur la constitution géologique du dôme d'Aouli, qu'elle est due à une granitisation plus ou moins intense, et à un métamorphisme plus ou moins avancé. On pourrait voir la preuve de cet état de choses dans la présence d'arkoses dans le Toarcien de Bou Arfa (R. du Dresnay).

b) La cuvette de la Haute Moulouya

Le synclinal de fond de la Haute Moulouya est divisé en deux parties inégales par le dôme paléozoïque et granitique de Bou Mia – Aouli, profondément échancré par la Moulouya, et flanqué, à l'E, par le chaînon faillé

de Midelt, de direction SW – NE. La cuvette amont (cuvette de Midelt), à remplissage de Crétacé, de Miocène continental et de Villafranchien, se partage en deux branches qui entourent le massif paléozoïque. L'une d'elles, celle du S, avance par la région de Midelt pour aller se confondre avec la cuvette aval (cuvette de Missour). L'autre, celle du N, va mourir en plein cœur du Moyen Atlas, à Enjil.

La caractéristique essentielle de cette partie avancée de la Meseta oranaise est l'épaisseur réduite du Lias et du Dogger, absents même par places, aussi le Crétacé repose-t-il souvent directement sur le Paléozoïque et les granites, avec interposition de quelques grès rouges attribués au Permo-Trias et accompagnés de basaltes permo-triasiques. La cuvette de la Haute Moulouya jouait donc, au Secondaire, le rôle d'un horst entre les zones de subsidence du Haut et du Moyen Atlas. C'est d'ailleurs, comme nous l'avons vu, la caractéristique principale de toute la Meseta oranaise avec ses faciès néritiques.

La partie aval de la cuvette de la Haute Moulouya, ou cuvette de Missour, est plus uniforme. La monotonie des formations continentales tertiaires et quaternaires de son remplissage, est interrompue par l'ensemble de trois anticlinaux crétacés qui apparaissent en son milieu : le pli du J. Missour, le dôme de Tamdafelt et l'anticlinal de la Chebka Khla. Le premier montre même le substratum du Crétacé, notamment du Dogger dolomitique, ce qui ne laisse pas de doute sur l'appartenance de cette région à la Meseta oranaise. Le même Crétacé apparaît largement, au S, dans les plis de la zone subatlasique septentrionale ; au N, il forme un liseré étroit, interrompu au pied du Moyen Atlas.

L'intérêt de cette cuvette est la variété de formations continentales de son remplissage qu'on peut étudier dans les plis locaux de Douirat, du J. Arhlal, etc... On peut y distinguer plusieurs cycles sédimentaires, discordants entre eux, qu'il est encore difficile de dater avec précision (R. Raynal). Pour le moment, on les attribue respectivement à l'Eocène supérieur-Oligocène, au Miocène continental (Pontien prédominant) et au Villafranchien. Le Quaternaire est également fort complexe. Découpé en une multitude de plateaux et de buttes isolés, il permet de reconstituer au moins quatre reprises de creusement.

Vers l'aval, le paysage devient plus monotone, car ici la couverture quaternaire recouvre la plaine d'un manteau continu. Bientôt, à partir d'Ouled Jerar, la plaine se rétrécit considérablement et s'oriente N – S. En même temps, le remplissage pontien disparaît, ce n'est plus qu'un large couloir synclinal suivi par la Moulouya et séparant le Moyen Atlas du Rekkame. Cependant, il se distingue des deux pays qu'il sépare par une série bathonienne très complète, suivie de couches peu fossilifères attribuables au Jurassique supérieur. Ces formations ne sont pas connues dans le Rekkame et il faut aller à l'extrême pointe du Moyen Atlas, à Bou Rached, pour en trouver des équivalents.

Le tronçon aval de la cuvette de la Moulouya est donc, comme la cuvette elle-même, une vieille unité esquissée déjà au Jurassique. On retrouve d'ailleurs ses lignes directrices déjà au Dogger. Ainsi, c'est le long de la

chaîne de Reggou, chaîne bordière du Moyen Atlas, qui longe la cuvette de la Moulouya, que les faciès dolomitiques et calcaires du Dogger passent aux faciès marneux de la fosse moyen-atlasique. On suit parfaitement cette limite depuis le Tizi n'Nassa (au N de Missour) jusqu'à Rhorgia. De même la limite S du faciès néritique longe le pied du Haut Atlas, en suivant la zone subatlasique là où elle est masquée par la couverture crétacée. Ces deux limites de faciès dessinent exactement la forme de la zone rigide de la cuvette de la Moulouya.

c) Le Rekkame

La cuvette de la Moulouya est bordée, à l'E, par le Rekkame. C'est un très vaste bombement de fond, légèrement dissymétrique, de direction N – S. Il sépare le synclinal de fond de la Moulouya des Hauts Plateaux, autre zone affaissée et comblée de Miocène continental.

Le Rekkame est caractérisé par un relief extrêmement tourmenté, tout au moins dans sa moitié W. Ce fut jadis un plateau doucement incliné vers la Moulouya ; mais les affluents de cet oued l'ont découpé par des gorges étroites, atteignant 400 m de profondeur, qui décrivent des boucles et des méandres d'une complexité extrême. Les panneaux compris entre les oueds gardent leur allure tabulaire de l'ancienne surface topographique anté-pontienne.

A l'E, le relief tourmenté du Rekkame s'égalise peu à peu. On retrouve des paysages séniles, formés de dolomies et envahis par le Pontien et le Villafranchien.

Au N, le Rekkame est formé de puissantes séries dolomitiques et calcaires appartenant, pour la plupart, au Dogger, et affectées d'une tectonique confuse qui se traduit par un enchevêtrement de dômes et de cuvettes sans continuité. Elles plongent doucement à l'W sous des formations marneuses et calcaires, bathoniennes au N, crétacées au S.

Au S, le pays devient essentiellement crétacé et perd d'ailleurs le nom de Rekkame. Cette zone continue en quelque sorte le régime synclinal de la cuvette de la Moulouya. Ses éléments tectoniques deviennent plus cohérents. Les lignes structurales sont soulignées par les calcaires cénomano-turoniens séparant de vastes zones synclinales sénoniennes. On passe ainsi insensiblement aux plis marginaux du Haut Atlas oriental, sorte de zone subatlasique en bordure du chaînon Mechkakour – Matarka. Parmi ces plis, il faut souligner le synclinal bordier, chevauché par le Mechkakour, et qui montre un remplissage continental complexe, comportant de l'Oligocène et du Pontien.

L'intérêt du chaînon du Mechkakour – Matarka réside dans le fait qu'il recoupe les lignes isopiques. Nous avons vu que la limite entre les faciès néritiques de la Meseta oranaise et les faciès vaseux de la fosse atlasique passait au large des premières chaînes plissées du Haut Atlas. Le chaînon du Mechkakour la recoupe obliquement et permet ainsi de la situer avec précision.

Il faut signaler, pour terminer, la présence dans le Rekkame de plusieurs volcans de basaltes ou d'ankaratrites. Certains d'entre eux sont assez anciens : leurs coulées vont s'intercaler dans la série pontienne de la bordure de la cuvette de la Moulouya.

d) Les Hauts Plateaux

Le Rekkame se termine, à l'E, par une chaîne de collines dolomitiques surbaissées, envahies de toutes parts par des formations continentales récentes. Cette chaîne se termine, à l'E, par une falaise surbaissée et découpée, où le niveau rouge du Lias supérieur (Toarcien) permet de séparer les dolomies et les calcaires supérieurs jurassiques des dolomies inférieures liasiques. A partir du pied de cette falaise, s'étalent les Hauts Plateaux proprement dits, formés de Miocène continental couronné des calcaires lacustres villafranchiens de Berguent.

Comme pour le Rekkame, on peut distinguer les Hauts Plateaux N, à substratum liasique et jurassique, et les Hauts Plateaux S, à substratum crétacé, qui continuent la gouttière nord-atlasique vers l'E. Ils sont séparés par la chaîne de collines des Trarit, continuation en miniature de la branche Skindis – Mechkakour – Matarka qui, comme nous l'avons vu, s'écarte du Haut Atlas, traverse obliquement la gouttière nord-atlasique, puis s'oriente E – W.

La structure des Hauts Plateaux N, formés en surface par du Pontien et du Villafranchien, commence à être connue grâce aux études de E. Stretta, appuyées sur des investigations géophysiques et des sondages. Elle est caractérisée par un style cassant et comporte un certain nombre de voussoirs, orientés E – W et jouant en touches de piano (horsts et grabens). Cet ensemble tectonique est entièrement masqué par le Pontien qui comble et nivelle son substratum mésozoïque. Son épaisseur peut être considérable. Dans le graben de l'Oued el Haï, au pied des montagnes de Djerada, les sondages ont rencontré le Lias à près de 1 000 m de profondeur. Ce Miocène continental est formé ici essentiellement de marnes roses à gypse et de niveaux salins.

La monotonie des Hauts Plateaux est rompue par la vallée de l'Oued Charef – el Haï qui, depuis le Villafranchien, a largement déblayé la région de Berguent. Le même aspect de reliefs en creux marque le Chott Rharbi, vaste cuvette sans écoulement s'étalant par delà la frontière algérienne.

Les Hauts Plateaux S sont plus variés. En leur milieu s'élève le vaste dôme de Tendrara faisant affleurer les calcaires et dolomies du Dogger, entourés d'une bordure presque continue de Crétacé. Le deuxième dôme, situé tout contre la chaîne bordière du Haut Atlas, est le dôme du Chott Tigri. Par inversion de relief, il est transformé en cuvette sans écoulement, creusée dans des grès rouges du Sénonien, puissants de plusieurs centaines de mètres.

Les Hauts Plateaux S comportent différentes formations continentales tertiaires. Ce sont, tout d'abord, des conglomérats et brèches roses du

Jebel Lakhdar, attribués à l'Oligocène. Des calcaires lacustres de la Gara Tendrara et du J. Mahroug sont vraisemblablement éocènes. Enfin, un remplissage uniforme de Pontien nivelle l'ancien relief. Il est nivelé à son tour par la surface villafranchienne.

Les Hauts Plateaux se terminent, au S, contre la chaîne bordière dont le tronçon médian n'est autre que le flanc N complexe du dôme paléozoïque du Tamlelt. Au SW, ils avancent en forme de coin entre le Haut Atlas et le chaînon Mechkakour – Matarka. Ils ont ici une structure synclinale et se continuent vers l'W par le synclinal complexe d'Anoual, constitué essentiellement de formations crétacées. La limite du Dogger néritique de la Meseta oranaise et du Dogger marneux ou marno-calcaire du Haut Atlas traverse la chaîne bordière au J. Jelabib, puis suit son flanc S.

Le volcanisme récent fut assez réduit dans les Hauts Plateaux. Il faut cependant signaler le Tiskenit phonolitique, à l'W de Berguent et plusieurs petits volcans d'ankaratrites entre Tendrara et Chott Tigri. L'un d'eux, vraisemblablement villafranchien, couronne le bord N de ce chott.

e) La zone des horsts du Maroc oriental

Au N, les Hauts Plateaux se terminent par une succession de plis de fond et de horsts, dont l'ensemble forme une chaîne assez continue qui borde, au S, le couloir d'Oujda. Ce sont, de l'W à l'E, d'abord les dômes de Debdou et du Mekam, puis, un peu plus au N, ceux du Narguechoum et de Tanourat – Tancheurfi, passant, à l'E, à l'ensemble de Djerada. Enfin, encore plus au N, et séparés des précédents par les plaines du Metroh, s'alignent les dômes de Zekkara – Ghar Rouban.

Tous ces plis de fond font affleurer leur substratum paléozoïque. Le plus connu est celui de Djerada, formé de Viséen, de Namurien et de Westphalien productif. Celui de l'alignement Zekkara – Ghar Rouban est constitué de Gothlandien géosynclinal, comportant des phtanites à Graptolites et de l'Ordovicien probable gréseux, mais comporte également du Viséen. Enfin, Debdou et Mekkam montrent des séries schisteuses monotones, très pauvres en fossiles, attribuées au Carbonifère (Viséen ?). L'activité magmatique hercynienne fut ici fort intense. Le Viséen comporte des coulées de rhyolites, de dacites, de dellenites, voir de sakalavites. Ils sont en rapport avec des massifs de granodiorites et de diorites quartzitiques logés dans des formations plus anciennes (Gothlandien). Enfin des granites plus récents post-tectoniques) digèrent et métamorphisent ces massifs plus anciens à Tanourat – Tancheurfi.

Le Lias et le Dogger de la chaîne des horsts sont réduits ou incomplets, fait mis magistralement en évidence par G. Lucas. Ils jouaient donc le rôle de hauts-fonds entre la « vasière » du couloir d'Oujda et la mer néritique des dolomies des Hauts Plateaux. Il semble que les grandes fractures qui longent cette zone ont joué déjà au Jurassique.

Il faut signaler aussi le large développement du Jurassique supérieur

néritique dont la transgression a recouvert partiellement le couloir d'Oujda et a contourné, par l'E, la zone des horsts.

Les couloirs séparant les alignements des horsts sont comblés par des formations récentes. Ainsi, nous avons vu que le graben de l'Oued el Haï, qui sépare l'alignement de Debdou – Mekam de celui de Djerada, comporte près de 1 000 m de Miocène continental. Au N, par contre, des horsts sont envahis par le Miocène marin du couloir d'Oujda.

Le volcanisme récent fut assez considérable dans cette zone. On y compte un grand nombre de petits volcans qui continuent vers le S la traînée volcanique d'Oujda. Les plus méridionaux se situent au S de Djerada.

CHAPITRE III

LE DOMAINE RIFAIN

Le Domaine rifain forme à peu près tout le N du Maroc, de l'Atlantique à l'embouchure de la Moulouya.

Disposé en un vaste arc de cercle convexe vers le S, il comporte quatre unités principales, emboîtées l'une dans l'autre et poussées du N au S, les plus internes chevauchant les plus externes. Nous distinguons ainsi, de l'intérieur à l'extérieur de l'arc :

1° Une zone paléozoïque ;

2° La Dorsale calcaire, relayée à l'E par les Bokoya ;

3° Une large zone dite marno-schisteuse, dont le bord externe chevauche vers le S, en zone française, une quatrième grande unité complexe : la zone ou Nappe prérifaine.

Cet ensemble bien défini est beaucoup plus facile à délimiter que les autres unités qui composent le Maroc. En effet, le contact anormal qui limite, parfois à quelques mètres près, son unité la plus externe, la *Nappe prérifaine*, marque aussi aujourd'hui la limite méridionale de cette chaîne. Vers l'W elle disparaît en mer, vers l'E elle se prolonge en Algérie par des unités telliennes qui présentent souvent les mêmes caractères — style, âge et disposition — en une bande côtière allongée E – W. L'ensemble rifain appartient aux unités méditerranéennes et alpines. Il est déjà plus européen qu'africain, et pourtant, il constitue bien la dernière et la plus récente des unités de l'ensemble géologique de l'Afrique du Nord.

Si la structure commence à en être connue, en première approximation, des incertitudes subsistent encore, prêtant à des différences d'interprétation ; nous les signalerons au passage.

Dans leur ensemble, les quatre unités du Rif forment une virgation longue de 350 à 400 km, large au maximum de 200, dont l'axe N – S suit à peu près le méridien 8 gr. Son aile gauche (E) est forcée contre le bâti atlasique du Terni – Masgout et s'y redresse au NNE. Son aile occidentale paraît libre en ce qui concerne l'épanouissement de la Nappe prérifaine, mais il est possible que ses parties occidentales profondes et internes obéissent aux conditions créées par l'extension, vers le N, du socle de la Meseta. Alors que les séries plastiques décollées de la Nappe prérifaine ont tendance à s'écouler, si les reliefs le leur permettent, sans tenir compte des directions

tectoniques antérieures, les éléments plus internes de la virgation offrent des dispositifs différents, du fait de la rigidité plus grande de leur matériel.

D'une façon générale, la chaîne se relève de l'W vers l'E et sa direction est légèrement oblique par rapport à la côte méditerranéenne. Ainsi les unités composantes n'existent-elles pas tout au long de la chaîne et c'est suivant une coupe N – S, qui irait de la Méditerranée à Meknès, que la série serait la plus complète.

Comme nous l'avons déjà noté plus haut, il est à peu près impossible de se faire une idée de l'action des cycles anciens sur le Rif. La jeunesse des dépôts, la violence de l'orogénie récente, la généralité et l'extension des décollements de la couverture, surtout dans la zone externe, masquent l'histoire ancienne du pays.

Il est manifeste que si toute la couverture charriée du Rif externe appartient bien à cette chaîne, une large zone de son substratum autochtone appartient au Domaine atlasique.

Mais la structure de ces éléments autochtones anciens est inconnue. Tout au plus peut-on, comme nous l'avons tenté dans le chapitre relatif au Domaine atlasique, inférer les directions anciennes dans le butoir oriental du Terni – Masgout, contre lequel est forcée la branche orientale de la virgation.

Quant aux prolongements septentrionaux profonds du bâti mésétien caché sous l'avancée de la partie occidentale de la Nappe prérifaine, ils échappent à toute observation.

a) La zone paléozoïque

De Ceuta à la Pointe des Pêcheurs, cette bande incurvée forme le rivage méditerranéen. Elle est formée de séries cristallophylliennes et métamorphiques, puis d'une série primaire, non métamorphique, débutant avec le Gothlandien et comportant vraisemblablement des termes dévono-dinantiens, encore mal précisés.

Des intrusions de roches basiques (péridotites) coupent les gneiss à l'E de Ceuta et dans le bas Oued M'ter.

Les formations primaires sont partiellement recouvertes par des dépôts de Permo-Trias, puis par des couches éocènes transgressives. Depuis la Pointe des Pêcheurs jusqu'au Rio Martin, le bord externe de la série paléozoïque interne chevauche la Dorsale calcaire vers le S et le SW. Le prolongement occidental de la zone paléozoïque prend au contraire une direction N–S du Rio Martin à Ceuta. Elle n'est pas charriée et paraît, dans cette partie, avoir subi des poussées post-éocènes venues de l'W (Schmidt-Thomé).

La coupure empruntée par le cours transversal du Rio Martin, en partie occupée par du Nummulitique et du Miocène moyen post-tectonique, est à la limite entre les parties charriées du SE et le tronçon apparemment autochtone compris entre ce fleuve et le Détroit de Gibraltar. La cluse de Tetuan correspond donc à un accident tectonique important.

b) La Dorsale calcaire

Elle présente, à l'extérieur de la zone paléozoïque, une disposition concentrique. Formée d'une très puissante série de calcaires et de dolomies triasiques et liasiques recouvrant du Trias inférieur, elle a connu une transgression réduite du Crétacé (Néocomien local, Maestrichtien plus étendu) et une transgression nummulitique assez large.

Son style tectonique en grandes écailles empilées, de 12 à 15 km de déplacement, chevauchées par la série paléozoïque, lui donne un aspect très particulier. Son unité inférieure, qui est aussi la plus externe, est parautochtone, ou chevauche à peine la série schisteuse qui l'entoure à l'W et au S.

Cette disposition s'observe pour le tronçon compris entre la Pointe des Pêcheurs et le Rio Martin ; mais, comme pour la série paléozoïque, dans le tronçon septentrional du Rio Martin à Ceuta (chaîne du Hauz), la disposition paraît toute différente et, là encore, les accidents à regard E paraissent assez fréquents.

Le massif des Bokoya, compris entre l'Oued Nekor et le Peñon de Velez, représente une réapparition orientale de cet ensemble calcaire, avec cette différence que, tectoniquement, l'orientation est franchement E–W et que le Paléozoïque intervient activement, lié aux calcaires triasiques et liasiques, dans l'écaillage qui fait reposer ce massif sur la série externe.

Signalons ici que le massif des Bokoya s'arrête exactement avec la vallée du Nekor vers l'E et que cette disparition est certainement due à un accident tectonique important que paraissent souligner la gravimétrie et l'apparition d'éruptions andésito-trachytiques tertiaires. Enfin il faut noter l'intérêt de la découverte, par le Service Hydrographique d'Espagne, d'un plateau sous-marin situé au NE de la Pointe des Pêcheurs et au NW des Bokoya, plateau dont le relief suggère la parenté avec ces unités et confirme leur raccord par un point de rebroussement admis en 1936 par Blumenthal. Sans doute s'agit-il d'une partie affaissée de cet ensemble (1).

c) La série schisteuse

Cette série forme la plus grande partie des affleurements de la chaîne du Rif. Elle dessine, depuis le Détroit de Gibraltar jusqu'à la région de Melilla, une immense zone incurvée où l'on peut distinguer deux parties bien nettes :

1. Toute la partie septentrionale, pratiquement tout ce qui se trouve en zone espagnole, montre un faciès marno-schisteux, gris ou brun, parfois presque noir, très riche dans ses termes supérieurs en intercalations gréseuses (NW). La schistosité parallèle aux plans de stratification, ou à peine oblique,

(1) Il faut indiquer ici la présence, à l'extrême pointe septentrionale de l'Afrique, d'un massif calcaire, le Jebel Musa, différent par sa structure et sa constitution stratigraphique (Dogger et Malm) que tous les auteurs s'accordent à rattacher au Pénibétique d'Espagne.

ne comporte pas de métamorphisme vrai. Elle semble due à un effet de traînage suivant la surface de stratification, plus qu'à une compression. Cette série, datée en certains points, comporte le Jurassique, le Crétacé, l'Eocène moyen et supérieur et, sous un faciès souvent plus gréseux, l'Oligocène. Très plissée dans le centre et l'E, elle paraît moins disloquée vers le NW.

2. La partie méridionale, suivant une limite qui coïncide à peu près avec la frontière des zones française et espagnole, présente une structure très différente. Disloquée, injectée de Trias rouge gypso-salin, mais surtout gypseux, elle comporte, enrobés dans sa masse, des lambeaux énormes de Lias calcaire, des bancs jurassiques également calcaires et, vers l'E surtout, des alignements de massifs, parfois énormes, de Paléozoïque et de granite. En s'effilant vers l'E, elle diminue de puissance, mais des éléments constitutifs plus rigides y prennent de plus en plus d'importance.

Dans la zone orientale, la présence dans cette série de fenêtres faisant apparaître son substratum prérifain ou atlasique, montre qu'elle est largement charriée au S (*cf.* p. 46).

Dans la partie comprise entre le Nekor et la Moulouya, on voit cette unité reposer à plat sur l'avant-pays atlasique dont les structures paisibles se relèvent progressivement d'W en E.

Sa limite méridionale, bien définie dans l'aile orientale de la chaîne, est beaucoup moins nette dans la zone occidentale, où l'imbrication des faciès avec ceux de la zone prérifaine et l'ennoiement général de la chaîne rendent la distinction entre l'unité rifaine et l'unité prérifaine plus délicate.

d) La Nappe et les rides prérifaines

La série prérifaine est caractérisée par l'existence de dépôts nummulitiques et crétacés importants, généralement marno-gréseux et marneux, la rareté des restes de son armature rigide jurassico-liasique et la grande abondance d'injections de Trias rouge, surtout salin.

Dans son tronçon occidental, les études approfondies, exécutées par les géologues de la Société Chérifienne des Pétroles et complétées par de nombreux sondages, montrent qu'il s'agit d'une nappe continue, extrêmement plastique qui a progressé de plusieurs dizaines de kilomètres, au cours du Miocène, dans un bassin marin subsident. Cette série chevauche à son bord SW une double série d'anticlinaux faillés et d'écailles, groupés en une petite virgation axée E – W : la virgation prérifaine. Le Lias et le Dogger de ces plis rappellent déjà, par leur série et leur faciès, les caractères stratigraphiques de l'avant-pays. Il semble que ces rides prérifaines, préatlasiques aussi bien, aient été, après leur plissement, largement décollées et entraînées par la masse fluente du Prérif, dont elles ont tardivement crevé le toit. La disposition de cette virgation, dont la branche S est appliquée contre le matériel atlasique profond et dont une branche N forcée prend la direction méridienne, rappelle assez exactement celle de la Dorsale calcaire au N. L'étude de F. Daguin, dès 1927, a éclairé la structure de cette région.

Par ailleurs, dans le NW du Rharb, c'est-à-dire dans toute la bordure atlantique du Rif, l'existence de directions tectoniques N–S, pose des problèmes complexes dont la solution est à rechercher dans les conditions structurales de la terminaison de la chaîne bétique éo-alpine, dans l'analyse des diverses phases des plissements miocènes et dans les conditions profondes créées, sous la couverture sédimentaire charriée et autochtone, par le prolongement vers le N du bâti ancien de la Meseta.

Vers l'E, la série prérifaine se rétrécit considérablement. Dans le relèvement général du pays, son plan de chevauchement sur l'avant-pays apparaît bien nettement. C'est dans cette région qu'il a été reconnu et jamais son existence, ni son importance, n'ont pu y être discutées comme à l'W. A la différence du tronçon occidental, il s'agit souvent là de l'étalement sur un glacis rigide d'une masse extrêmement plastique. Certains témoins isolés et disséqués par l'érosion (Koudiat el Abiod) permettent de se faire une idée du mécanisme de mise en place de cette nappe qui comporte, à sa base, du Crétacé, du Trias et des éléments entraînés du socle extrêmement variés.

La ligne du contact frontal du Prérif dans la zone orientale dessine une série de golfes sinueux et, au droit de Guercif, le contact, qui est E – W au Touahar, se redresse franchement contre le butoir du Terni–Masgout et prend une direction N – S. La terminaison du contact frontal de la Nappe prérifaine se fait le long du massif du Bou Haïdour, en zone espagnole, où elle semble masquée par les éléments de la série schisteuse venus du N. Cette disposition pose un problème qui n'est pas encore résolu.

e) Mouvements prémonitoires, phases et mécanisme de l'orogénie rifaine

On a vu que nous en étions réduits aux conjectures, quant aux phases orogéniques paléozoïques ayant affecté le bâti atlasique sous le front des charriages rifains.

Quant aux unités rifaines elles-mêmes, l'importance des mouvements tangentiels rend illusoire les reconstitutions paléogéographiques. Un essai, même prudent, de remise en place des unités charriées, conduit en effet à replacer loin au N, les séries qui forment aujourd'hui le Maroc septentrional.

On ne peut tenter de reconnaître les différentes phases préliminaires qui ont précédé les phases de diastrophisme majeur, que par l'analyse des variations de la nature des dépôts.

Le Trias franchement marin, et même de type alpin dans la Dorsale calcaire, reparaît dans la zone externe sous un faciès laguno-marin qui se prolonge dans l'avant-pays oriental et qui passe, au S, à un faciès franchement germanique. La zone de transition entre le faciès marin et le type lagunaire est cachée par la partie N de la série schisteuse, qui ne comporte pas de Trias diapir. On ne peut donc rien connaître des conditions dans lesquelles s'est faite la transgression du Trias sur les terrains paléozoïques.

Plus à l'extérieur, et jusqu'au cadre atlasique, ces terrains n'apparaissent nulle part en place dans la série gypso-saline. Si celle-ci, dans ses décollements, entraîne d'énormes paquets de son substratum, ces masses cristallophylliennes ou paléozoïques, n'étant plus en place, ne peuvent servir à une reconstitution paléogéographique.

Le *Lias* ne paraît pas révéler de grandes variations latérales de faciès, et par conséquent des conditions de dépôt, dans le Rif septentrional et le Rif moyen : entre les faunes de l'avant-pays et celles de la zone rifaine, il n'y a pas de grande différence. Mais son absence ou sa rareté dans la plus grande partie de la Nappe prérifaine et ses faciès particuliers dans le Prérif, posent un problème que seuls des sondages profonds pourront résoudre. A-t-il existé ? Est-il resté tectoniquement solidaire du socle ? Quel fut le sort des paquets de Lias dans les parties internes de la zone prérifaine, où, s'ils existent, ils sont trop profonds pour être atteints ? Comment s'est fait le passage entre les faciès de ce qui est aujourd'hui le Rif moyen et ceux des rides prérifaines ? Autant de questions encore en suspens.

Le *Jurassique* montre, jusque dans des zones assez externes — surtout vers l'E — des faciès à Ammonites ; il existe dans l'avant-pays oriental transgressif au Jurassique supérieur sur les séries sous-jacentes.

Dans la Dorsale calcaire, ni le Dogger, ni le Jurassique supérieur ne sont connus, en dehors de l'élément pénibétique du J. Musa.

La série schisteuse, elle, comporte très probablement la totalité du Dogger et du Malm, ce dernier bien daté à l'E (Azrou Akchar, Msila).

En zone française, la présence, dans certaines parties de la série marno-schisteuse orientale, de passées conglomératiques et de galets d'ophites dans le Malm, fait penser que, dès cette époque, des mouvements tectoniques s'étaient amorcés et que le Trias avait peut-être déjà commencé sa migration. Il est intéressant de noter que, nulle part dans les rides prérifaines, la série ne dépasse le Bathonien (grès du Zerhoun).

Le *Crétacé* fournit plus de données paléogéographiques. Le Crétacé inférieur manque dans la Dorsale calcaire, sauf en deux points de sa bordure externe où il est détritique.

Il est marneux, avec passées quartzitiques ou gréseuses, dans la partie espagnole de la zone.

Dans les parties françaises, il montre, dans les mêmes régions que le Jurassique, très localement, des grès détritiques, des passées conglomératiques et même des discordances. Son rivage n'est connu que dans la bordure de l'avant-pays oriental (S de Melilla) où il passe insensiblement à des faciès schisteux. Les faciès gréseux sont très développés dans l'W.

L'existence d'une phase orogénique faible Jurassique terminal–Crétacé inférieur paraît donc certaine, au moins vers l'E, ainsi qu'au N de Taïnest (N de Taza).

Le *Crétacé moyen et supérieur* offre aussi des variations.

Dans la Dorsale calcaire, seul le Maestrichtien existe localement,

entre le S de Tetuan et l'E de Xauen, sous forme d'un mince niveau marneux transgressif sur le Lias.

Dans la zone marno-schisteuse, le Crétacé moyen et supérieur existe partout en zone espagnole, soit avec des microfaunes (zone de Tanger–Campanien, SE de Xauen), soit défini par les microfaunes. Il participe aussi à la série schisteuse dans la partie orientale du Rif français, par des marno-calcaires schisteux à Inocérames et des niveaux datés par des microfaunes.

Dans la série prérifaine, le Crétacé inférieur, moyen et supérieur est généralement marneux, daté par des microfaunes. Localement le Barrémien et le Crétacé moyen comportent des schistes à Poissons ; mais la monotonie des marnes crétacées, et surtout sénoniennes, est un trait essentiel de tout le matériel prérifain.

Dans la virgation prérifaine, c'est-à-dire dans du parautochtone que nous avons déjà vu, au Jurassique, apparenté aux faciès atlasiques, seul le Crétacé inférieur marin est représenté.

Par opposition aux caractères de la Nappe prérifaine, nous rappellerons que la série atlasique subordonnée aux charriages de Fès au Masgout ne comporte pas trace de Crétacé.

Il faut atteindre, vers l'E, les régions autochtones du Guerrouaou pour y trouver le Néocomien néritique évoqué plus haut.

Le *Nummulitique* a révélé, au fur et à mesure des investigations, la grande extension de l'Eocène et en particulier le caractère très généralement transgressif de l'Eocène moyen.

Dans la Dorsale calcaire et les Bokoya, le Lutétien détritique et marno-calcaire est transgressif sur le Lias ou sur le Maestrichtien, *sans discordance visible.* Il est suivi du Priabonien et de l'Oligocène.

Dans la zone schisteuse, les mêmes niveaux règnent plus largement encore et sous des faciès légèrement différents, dans une grande partie de la zone du Protectorat espagnol ; mais vers le S, ils manquent. Il semble que seule une bande centrale de la série schisteuse en soit dépourvue. Ils existent encore dans la partie de l'avant-pays schisteux qui s'enfonce sous le Rif oriental.

L'Eocène participe aussi à la série schisteuse à l'E des Senhadja, où aucune nuance de faciès ne le différencie du Crétacé supérieur (Nador par exemple).

L'Oligocène existe dans la partie septentrionale où il revêt souvent, dans le NW de la zone espagnole, des faciès qui prêtent à confusion avec la puissante série gréseuse du Crétacé terminal. Il en est de même au S, et surtout au SE de l'île de la partie centrale de la zone schisteuse déjà émergée à l'Eocène.

Sauf dans les Beni Ouriaghel (Haut Nekor espagnol), où la question peut se poser, et dans les régions orientales de la série schisteuse (E de Boured), il ne semble pas y avoir passage du Crétacé au Nummulitique.

Dans la série prérifaine, le Nummulitique offre un type assez différent. L'Yprésien-Lutétien revêt un faciès de marnes blanches à silex noir, comparable à celui du Suessonien d'Algérie. L'Oligocène, encore marneux, comporte des lits de grès et réalise de ce fait un type apparenté au Flysch.

Les analyses extrêmement poussées des géologues de la Société Chérifienne des Pétroles ont fait ressortir, à l'W du méridien de Fès, des variations paléogéographiques de détail, mais l'ensemble de la série nummulitique y reste toujours marin et à dominante marneuse — ou marno-calcaire — du Suessonien à l'Oligocène. On y trouve, outre des séries continues de l'Oligocène supérieur à grands Foraminifères, du Miocène, avec des calcaires à Algues et des passées détritiques. Il n'en est pas de même dans la virgation prérifaine où le Nummulitique marin est inconnu, et où l'Oligocène supérieur n'est représenté que par des dépôts continentaux à Pulmonés spéciaux. De même, le rivage nummulitique marin n'existe jamais dans la bordure moyen-atlasique chevauchée par la Nappe prérifaine.

La répartition et les faciès du Nummulitique appellent quelques remarques.

Si, dans la Dorsale calcaire, l'absence de discordance entre le Lutétien et le Secondaire interdit d'évoquer une phase de plissement anté-nummulitique ou anté-maestrichtienne, il n'en reste pas moins que l'absence des termes compris entre le Lias supérieur et le Maestrichtien ou le Lutétien, implique l'existence, dans ces régions, d'une terre émergée durant une grande partie du Jurassique et du Crétacé.

Dans la chaîne calcaire entre Tetuan et Ceuta, les rapports du Lutétien et du Lias sont analogues. Mais le Priabonien et l'Oligocène sont transgressifs, par des conglomérats de base, sur le Paléozoïque à l'E de Ceuta, ce qui implique sans doute des mouvements avant le Lutétien et après le Priabonien, mouvements qui d'ailleurs ont donné des plis d'orientation méridienne.

Il est probable aussi, si se confirme l'existence d'une île au Nummulitique dans la partie centrale de la zone schisteuse, que des mouvements anté-lutétiens, peut-être à grand rayon de courbure, se sont produits.

Dès que l'on arrive dans le S de la zone schisteuse et dans le Prérif, l'intensité et la complexité des dislocations miocènes rendent impossible toute appréciation et toute observation relative aux rapports et aux discordances entre Eocène et Crétacé, comme dans l'intérieur même de la série nummulitique. Toutefois, la continuité entre Oligocène et Miocène au N de Fès par exemple, montre qu'au moins dans cette région, il n'y eut pas de mouvements importants à la fin du Nummulitique.

C'est au cours du Miocène que les zones rifaines et prérifaines devaient subir l'orogénèse la plus violente, celle qui, en fait, donna à la chaîne son aspect actuel. L'âge exact de la mise en places des nappes se situe en effet au cours du Miocène.

Le prolongement, sous le Rif oriental à faciès schisteux rifain, d'un avant-pays qui reparaît en fenêtres et prend, d'W en E, le même faciès

schisteux avec un Flysch du Miocène inférieur très épais, légèrement métamorphique, fixe l'âge de la mise en place de la série marno-schisteuse charriée (*cf.* pp. 46 et 66).

Au S, le recouvrement de la plage helvétienne du bord atlasique par le front de la Nappe prérifaine montre que c'est pendant le Miocène que la mise en place de cette série plastique s'est effectuée, après le Vindobonien. Les travaux de la Société Chérifienne des Pétroles dans le Rharb ont admirablement illustré le phénomène, à la fois tectonique et sédimentaire, de cette mise en place.

Le *Burdigalien* — ou mieux le Miocène anté-nappe — existe depuis le bord externe de la Nappe du Prérif jusqu'au Haut Ouerrha où il apparaît, soit en fenêtres (Senhadja, Kouine, Haut Nekor), soit impliqué dans les accidents mêlant, dans l'W de l'arc rifain, les imbrications à faciès prérifain (Flysch) et à faciès de la série schisteuse.

Il n'est pas connu plus au N, sauf aux abords de la côte atlantique, dans le prolongement espagnol du Rharb et n'existe ni dans la partie espagnole de la zone schisteuse, ni dans la Dorsale calcaire.

Par contre, il est largement développé dans la zone orientale de l'avant-pays, sortant en fenêtre sous un faciès schisteux et passant d'une façon continue par le Garet, le Kerker et les Kebdana aux faciès détritiques algériens de Nemours.

Le *Tortonien* — ou si l'on veut le Miocène post-nappe — n'existe, au N, que sous forme de dépôts post-orogéniques à peine déformés (Golfe de Tetuan, Cabo Quilates) de la côte méditerranéenne.

Il est, par contre, largement transgressif dans toute la bordure externe de la zone schisteuse, dans le bassin du Haut Ouerrha et dans certaines régions au N du Moyen Ouerrha, jusqu'en Méditerranée, vers Alhucemas. Il y est transgressif sur les accidents de la série schisteuse, mais il fut pincé ensuite dans des plis nés de l'orogénie finale, et ce pincement, notamment sur le prolongement NE du synclinal du Haut Ouerrha, y ramène ses couches à la verticale. Plus au S, les dépôts du Tortonien n'existent plus qu'à l'état de bandes, souvent sans structure visible, dans le Prérif où ils sont réellement syntectoniques.

Les phases ultimes de l'orogénèse ont des effets complexes. D'une part entre le bord oriental de la virgation prérifaine et les abords de Fès, l'on voit les calcaires du Saïs partiellement post-villafranchiens — donc quaternaires — redressés à la verticale au front de la Nappe prérifaine. Il s'agit là de l'achèvement de la poussée de l'orogénie rifaine.

Mais d'autre part, l'exhaussement de l'ensemble des calcaires lacustres du Saïs et de Meknès, lié à la formation de la flexure moyen-atlasique, comme la formation dans le cours du Sebou, à l'aval de Fès, de terrasses comportant des cotes ou des écartements anormaux, et la surimposition de l'Oued Innaouen dans le Paléozoïque moyen-atlasique du col du Touahar, bref, toute une série de phénomènes généraux résultant plus de déformations de fond que d'accidents locaux, montrent que des mouvements d'ensemble ont encore affecté, jusque durant le Quaternaire, le Domaine

moyen-atlasique et le glacis sur lequel repose le front des nappes rifaines. C'est également jusqu'au Quaternaire, semble-t-il, que le golfe du Rharb, au moins dans sa partie côtière, à continué à s'affaisser. Si le détail des déformations locales très récentes, nées dans le Rif même, échappe encore à l'analyse, les effets de cette — ou de ces phases terminales, se traduisent, dans la totalité de la chaîne, par un exhaussement post-miocène d'ensemble de la chaîne et des déformations locales surtout visibles dans l'avant-pays.

Ainsi, en dehors de la zone paléozoïque où n'affleurent pourtant pas de masses granitiques importantes, le Rif ne montre que des éléments de couverture décollée, de plus en plus jeunes du N vers le S et de comportement tectonique variant avec leur plasticité. Les zones les plus externes et les plus plastiques sont « écoulées » sur l'avant-pays. Une appréciation de l'ampleur de ce charriage, faite au droit d'Aknoul, conduisait pour la seule série schisteuse à plus de 65 km.

f) Interprétation à l'aide des données de la géophysique

A ces données géologiques, il n'est pas sans intérêt de juxtaposer les résultats des mesures et du calcul des anomalies gravimétriques qui viennent d'être publiées. Les remarques qui suivent à cet égard ont pour but d'orienter les recherches plutôt que de proposer une synthèse complète.

Le dessin général des lignes gravimétriques — anomalie isostatique — montre que la limite actuelle de l'avant-pays atlasique, recouvert par le bord des charriages rifains, coïncide assez exactement avec l'isogamme zéro. A l'intérieur, c'est-à-dire au N de cette limite, une vaste zone d'anomalies négatives, subdivisée en trois parties : une vaste cuvette dans le Rharb et le Prérif occidental (– 100 milligals), une cuvette centrale atteignant – 100 milligals à Taounat, et une dernière cuvette allongée N – S atteignant – 30 milligals à l'E du Nekor. La ride qui s'aligne entre le Nekor et le massif du Tazzeka paraît exactement coïncider avec le relèvement au N des plis de l'aile orientale de la chaîne forcée, de la virgation, et plus au N, avec la direction de la ligne de fracture du Nekor.

On peut donc, en essayant d'étayer par les données géophysiques les observations géologiques, imaginer que le socle du Rif, arrière-pays du massif bético-rifain s'est fracturé en gradins à regards vers le S, dans sa partie septentrionale, et cela depuis une époque déjà ancienne que l'on peut placer au début du Tertiaire.

Cet ensemble profond a dû buter, à l'E, contre le massif atlasique, au SW contre la Meseta, cependant que deux rides profondes de l'avant-pays ancien, orientées N – S, ont donné naissance à des accidents transversaux qui se dessinent surtout dans l'orientation des structures profondes plus que dans des directions prises par la couverture plastique écoulée.

L'existence de vastes marches d'escalier et le raccourcissement du socle en arrière de la ligne de la frontière actuelle des deux zones se tra-

duirait par un décollement général de la série schisteuse sur l'unité prérifaine abaissée, décollement vérifié vers l'E, plus discuté et moins visible à l'W.

L'existence de cette série de dénivellations qui a raccourci le socle, serait due à de nombreuses fractures que la présence d'éléments et de lambeaux paléozoïques, de granites emballés dans la série schisteuse permet de situer au N de la frontière actuelle des deux zones.

La répartition des anomalies gravimétriques montre un relèvement rapide vers le N, indiquant sans doute un talus profond, bordant la dépression gravimétrique de Taounat et permettant de situer cette zone profonde de fractures.

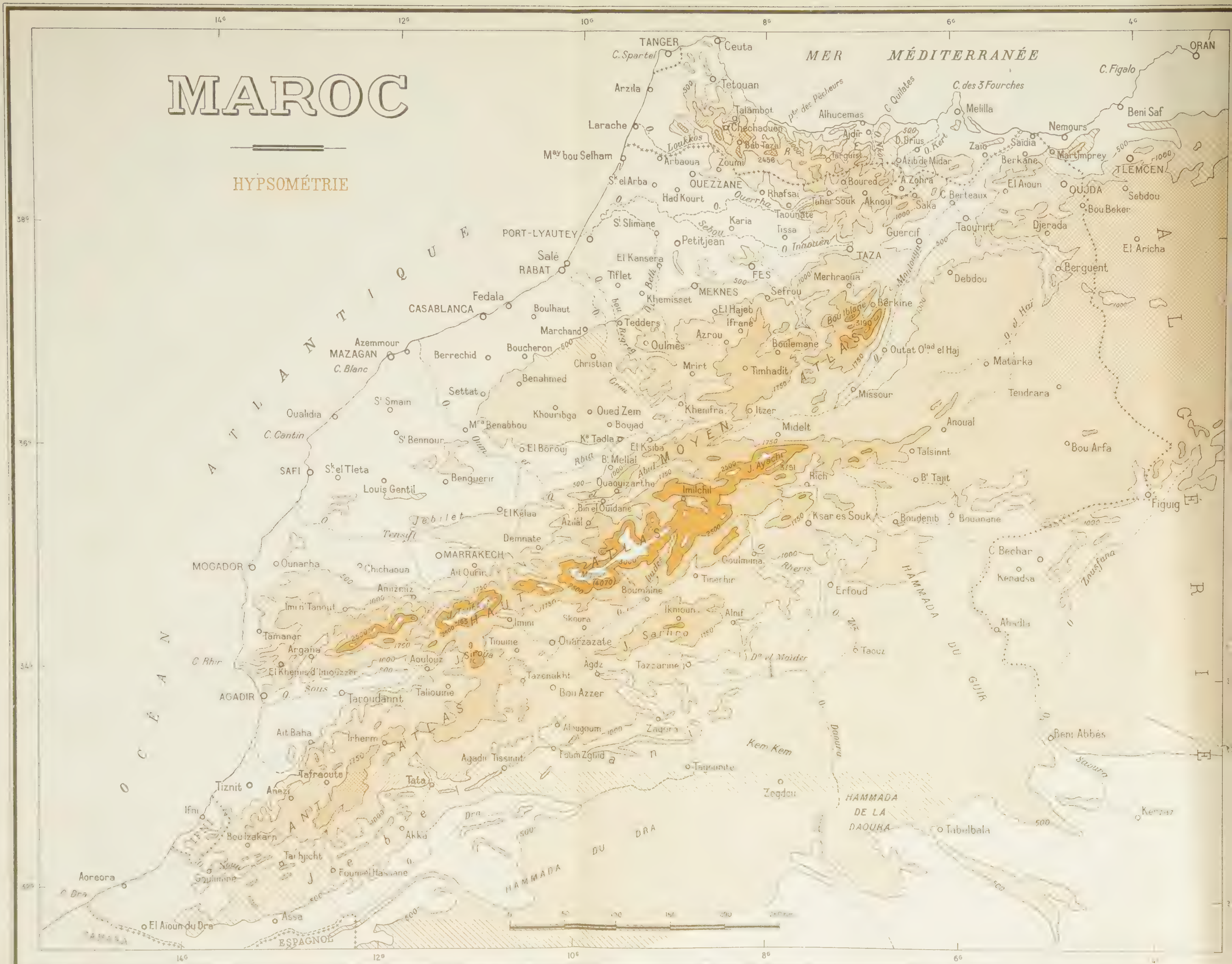
L'écoulement vers le S de la série prérifaine serait, comme l'a récemment suggéré R. Lévy, pour une part l'effet de l'appel au vide de cette fosse subsidente du Rharb (— 100 milligals) et il n'est pas exclus que le prolongement de cette fosse vers l'E, sous ce qui est actuellement le front prérifain, depuis les rides prérifaines jusqu'à Taza, ait joué le même rôle avant la phase ultime des déformations plio-quaternaires qui ont amorcé le relèvement profond du Domaine atlasique.

Nous avons signalé la présence, depuis le Miocène, d'éruptions trachyto-andésitiques dans la zone orientale et celle d'éruptions basaltiques pliocènes et quaternaires jusque dans le Maroc central vers l'W. Ces éruptions paraissent liées d'une part à la phase majeure des plissements, d'autre part aux mouvements de surrection récents.

Ajoutons que dans la zone orientale, la seule conception de mise en place par écoulement de ces nappes sur une pente, ne paraît pas satisfaisante et qu'on est plutôt conduit à imaginer l'action de la surcharge de la série rifaine sur les dépôts de la série prérifaine, surcharge qui aurait contraint cette dernière à s'écouler au S et à l'E en se désolidarisant du socle au niveau du Trias plastique.

Une telle hypothèse invoquerait en somme un mécanisme comparable à celui que M. Lugeon a conçu, lorsqu'il a expliqué la formation du Jura par l'effet de la surcharge des nappes helvétiques, et surtout des Préalpes, sur le bord interne de la plaine mollassique.

Dans l'ensemble, la répartition des anomalies gravimétriques correspond assez bien à ces hypothèses.


MAROC
HYPSOMÉTRIE
MER MÉDITERRANÉE
OCÉAN ATLANTIQUE
TANGER
Ceuta
Tetouan
Larache
RABAT
CASABLANCA
MAZAGAN
SAFI
MOGADOR
AGADIR
MARRAKECH
MEKNES
FES
TAZA
OUJDA
TLEMCEN
ORAN
Melilla
Figuig
MOYEN ATLAS
HAUT ATLAS
ANTI ATLAS
HAMMADA DU GUIR
HAMMADA DU DRA
HAMMADA DE LA DAOURA
ESPAGNOL

Ceuta
Tanger
Mésozoïque
Tetouan
Paléozoïque
ZONE
RIF
Chechaouene
Ouezzane
ZONE
PRÉR
Petitjean
Front de
Sud-Rifain
Meknès
Oulmès
Central
Cuvettes
ATLA
CENTRAL
Accident
ANTI-ATLAS
Zagora
Tagounit
Dra
Tinrouchy
Hammada
Tounassi

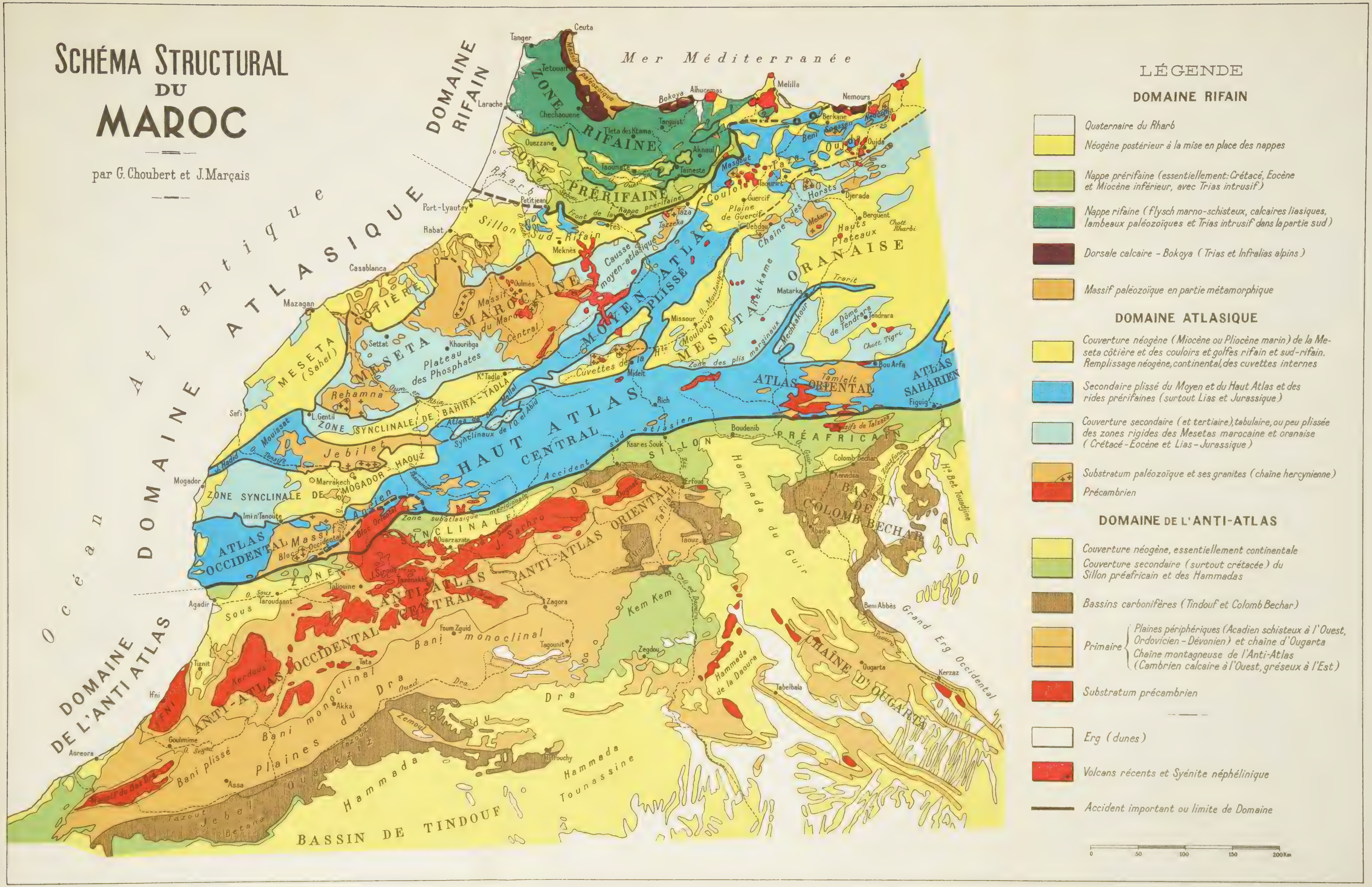


SCHÉMA STRUCTURAL
DU
MAROC
par G. Choubert et J. Marçais
LÉGENDE
DOMAINE RIFAIN
Quaternaire du Rharb
Néogène postérieur à la mise en place des nappes
Nappe prérifaine (essentiellement: Crétacé, Eocène et Miocène inférieur, avec Trias intrusif)
Nappe rifaine (flysch marno-schisteux, calcaires liasiques, lambeaux paléozoïques et Trias intrusif dans la partie sud)
Dorsale calcaire - Bokoya (Trias et Infralias alpins)
Massif paléozoïque en partie métamorphique
DOMAINE ATLASIQUE
Couverture néogène (Miocène ou Pliocène marin) de la Meseta côtière et des couloirs et golfes rifain et sud-rifain. Remplissage néogène, continental, des cuvettes internes
Secondaire plissé du Moyen et du Haut Atlas et des rides prérifaines (surtout Lias et Jurassique)
Couverture secondaire (et tertiaire), tabulaire, ou peu plissée des zones rigides des Mesetas marocaine et oranaise (Crétacé-Eocène et Lias-Jurassique)
Substratum paléozoïque et ses granites (chaîne hercynienne)
Précambrien
DOMAINE DE L'ANTI-ATLAS
Couverture néogène, essentiellement continentale
Couverture secondaire (surtout crétacée) du Sillon préafricain et des Hammadas
Bassins carbonifères (Tindouf et Colomb Bechar)
Primaire
Plaines périphériques (Acadien schisteux à l'Ouest, Ordovicien - Dévonien) et chaîne d'Ougarta
Chaîne montagneuse de l'Anti-Atlas (Cambrien calcaire à l'Ouest, gréseux à l'Est)
Substratum précambrien
Erg (dunes)
Volcans récents et Syénite néphélinique
Accident important ou limite de Domaine
0 50 100 150 200 Km
Mer Méditerranée
Océan Atlantique
DOMAINE RIFAIN
DOMAINE ATLASIQUE
DOMAINE DE L'ANTI ATLAS
ZONE RIFAINE
ZONE PRÉRIFAINE
MESETA CÔTIÈRE
MESETA (Sahel)
MESETA MAROCAINE
Massif Central
Plateau des Phosphates
Rehamna
Jebilet
ZONE SYNCLINALE DE BAHIRA - TADLA
ZONE SYNCLINALE DE MOGADOR
HAOUZ
MOYEN ATLAS PLISSÉ
Causse moyen-atlasique
HAUT ATLAS CENTRAL
ATLAS OCCIDENTAL
ATLAS ORIENTAL
ATLAS SAHARIEN
MESETA ORANAISE
Hauts Plateaux
SILLON PRÉAFRICAIN
ANTI-ATLAS OCCIDENTAL
ANTI-ATLAS CENTRAL
ANTI-ATLAS ORIENTAL
BASSIN DE COLOMB BECHAR
CHAÎNE D'OUGARTA
BASSIN DE TINDOUF
Hammada du Guir
Kem Kem
Grand Erg Occidental
Tanger
Ceuta
Tetouan
Larache
Chechaouene
Ouezzane
Melilla
Alhucemas
Nemours
Oujda
Port-Lyautey
Rabat
Casablanca
Mazagan
Safi
Mogador
Agadir
Marrakech
Meknès
Fès
Taza
Khouribga
Settat
Midelt
Ouarzazate
Zagora
Tata
Akka
Ifni
Tiznit
Goulimime
Assa
Figuig
Bou Arfa
Colomb Béchar
Kenadsa
Beni Abbès
Ougarta
Kerzaz
Tabelbala
Boudenib
Ksar es Souk
Erfoud
Taouz

DEUXIÈME PARTIE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU DOMAINE DE L'ANTI-ATLAS

par G. CHOUBERT
Service Géologique du Maroc.

CHAPITRE I

HISTORIQUE SUCCINCT DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE DU DOMAINE DE L'ANTI-ATLAS

L'étape héroïque

L'étude géologique de l'Anti-Atlas a avancé moins rapidement que celle du reste du Maroc, et en particulier du Haut Atlas, au S de Marrakech, dont les cimes ont toujours attiré l'attention des voyageurs et des explorateurs. Cette région fut en quelque sorte le berceau de la géologie marocaine. Balansa y a découvert le Carbonifère de Moulay Brahim (1867), G. Maw, du sommet du Haut Atlas, a vu au loin une chaîne basse, à laquelle il a donné le nom d'Anti-Atlas (1876), K. von Fritsch a étudié la région d'Asni (1879), enfin A. Brives et L. Gentil l'ont parcourue et traversée à plusieurs reprises entre 1904 et 1906.

Pendant cette période héroïque, l'Anti-Atlas fut traversé par les grandes missions d'exploration allemandes : celle de Rohlfs en 1861 et celle d'Oskar Lenz en 1881 (ce dernier a rapporté en particulier des *Productus* du Jebel Ouarkziz qui furent par la suite étudiés par G. Stache à Vienne). Le Vicomte Charles de Foucauld (1883-1884) fut le premier Français qui, sous un déguisement juif, a parcouru l'Anti-Atlas et y a séjourné (Tazenakht, Tintazart près de Tata, Agadir Tissinnt). Il faut signaler aussi l'activité des frères Mannesmann qui, un peu plus tard, ont exploré les richesses minières du Haut Atlas et de l'Anti-Atlas.

Ce sont également L. Gentil et A. Brives qui furent les premiers géologues à pénétrer dans l'Anti-Atlas. L'effort de L. Gentil porta essentiellement sur l'étude du Siroua (1904, 1905) ; A. Brives atteignit Tiznit (1904). En même temps eut lieu le voyage d'exploration du Marquis de Segonzac, finalement capturé par les tribus de l'Anti-Atlas. Avec l'installation du Protectorat français au Maroc, l'effort d'exploration géologique s'est étendu aux régions septentrionales et l'étude du Sud marocain fut abandonnée pour de longues années.

A la veille de la première guerre mondiale, nos connaissances de l'Anti-Atlas étaient ainsi fort précaires. Elles sont résumées dans le «Maroc physique» de L. Gentil (1912), puis traduites graphiquement sur sa Carte géologique du Maroc au 1 500 000e de 1920. Basées sur des explorations

fragmentaires et déjà anciennes, effectuées dans un pays peu sûr et pratiquement étanche à toute pénétration, ces premières notions de la géologie de l'Anti-Atlas ne présentent guère qu'un intérêt hitsorique.

L'étape des grandes découvertes

La véritable exploration géologique du Domaine de l'Anti-Atlas n'a pu commencer que bien après la première guerre mondiale. Son développement fut étroitement surbordonné à l'avance de la pacification du Sud marocain, laquelle, comme on le sait, n'a été terminée qu'en 1934, ainsi qu'à l'établissement, par le Service Géographique de l'Armée (actuellement Institut Géographique National), de cartes topographiques convenables.

On sait que pendant la période comprise entre les deux guerres, l'étude géologique du Maroc a pris, sous l'égide du *Service des Mines et de la Carte géologique* dirigé par l'Ingénieur en Chef des Mines P. Despujols, et de *l'Institut Scientifique Chérifien*, un essor remarquable.

Ces travaux ont constitué la belle collection des *Notes et Mémoires du Service Géologique* et ont reçu leur expression graphique dans la Carte géologique du Maroc au 1 500 000e, dressée par B. Yovanovitch en 1936.

Dans le Sud marocain, cette époque fut d'abord marquée par deux missions importantes : celle de L. Gentil (accompagné du Dr Nain) qui, en 1923, a traversé la chaîne anti-atlasique jusqu'à Tata et celle de F. Daguin, accompagné de P. Despujols, dans les hammadas de la région de Boudenib et l'Oued Guir. L. Gentil, servi par une malchance extraordinaire, n'a pas pu aboutir à des conclusions durables. Nous lui devons, cependant, la découverte du Dévonien inférieur fossilifère d'Anrherif (près de Tata). F. Daguin, par contre, a rapporté une moisson abondante de documents concernant le Carbonifère de l'Oued Guir, le Crétacé de l'Oued Ziz et des Hammadas de Boudenib.

L'étude systématique de l'Anti-Atlas fut alors entreprise par quatre géologues : J. Bourcart à l'W, L. Neltner dans l'Anti-Atlas occidental et le Haut Atlas, J. Bondon dans l'Anti-Atlas central, enfin L. Clariond à l'E. Les grandes lignes de la structure de la chaîne furent ainsi établies et les bases de la stratigraphie définies. Les grandes dates de ce travail de reconnaissance furent :

La découverte des Archæocyathidés par J. Bourcart (1926) à Aglou, près de Tiznit, puis par L. Neltner dans le Haut Atlas (1927) et dans l'Anti-Atlas à Tioute (1928), enfin par J. Bondon dans l'Anti-Atlas oriental (à Tizi n'Ghomane près d'Agdz) ;

La découverte des Trilobites géorgiens par J. Bondon (1932) à Tizi n' Ousdad, près d'Agdz, d'abord, par J. Bondon et L. Neltner dans l'Issafèn, ensuite ;

La découverte des faunes acadiennes par L. Neltner dans le Haut Atlas (1928-1930), par J. Bondon dans l'Anti-Atlas central (1932), notamment dans la région d'Aït Saoun-Agdz, enfin par J. Bondon, L. Clariond et L. Neltner sur le flanc S du Jebel Sarhro (1934).

L'Ordovicien fut d'abord découvert dans le Haut Atlas par E. Roch (1929). Dans l'Anti-Atlas, ce sont les quartzites du Jebel Tachilla qui furent datés les premiers par J. Dubois (1931). L'âge des quartzites du Bani n'a été défini qu'en 1932[1] date à laquelle J. Bondon a découvert un pygidium d'*Homalonotus brongniarti* à Foum Zguid. C'est à lui qu'on doit également la découverte des riches faunes ordoviciennes du Jebel Kissane, d'où P. Fallot et E. Roch avaient déjà rapporté les premiers Trilobites en 1933. Les découvertes des belles faunes ordoviciennes de la région d'Alnif par L. Clariond datent à peu près de la même époque (1934).

La présence du Gothlandien dans le Haut Atlas fut établie dès les débuts de l'exploration par A. Brives (1904) et L. Gentil (1905). Par contre, les premiers *Monograptus* et *Cardiola interrupta* de l'Anti-Atlas ne furent signalés qu'en 1934, à la suite de la première traversée du Jebel Sarhro par J. Bondon, L. Clariond et L. Neltner (cuvette de Tazzarine). Cette découverte fut d'ailleurs très vite généralisée, autant vers l'E (L. Clariond) que vers l'W (J. Bourcart).

Parmi les grands itinéraires qui ont fait époque, en plus du voyage de P. Fallot et E. Roch dans le Dra moyen (1933) et de la traversée du Jebel Sarhro par J. Bondon, L. Clariond et L. Neltner (1934), durant laquelle la coupe-type du Précambrien au Dévonien fut établie, il faut rappeler celui de E. Roch, de Boudenib au M'Hammid par la Daoura, en 1932, (découverte du Caradoc dans la Daoura), celui de J. Bondon et L. Clariond, d'Akka à Tindouf, en 1934, (découverte du Gothlandien, du Dévonien et du Carbonifère des plaines du Dra), celui enfin de J. Bondon, de Foum el Hassane à Tindouf (riche matériel dévonien), etc...

On voit que la plupart de ces découvertes sont fort tardives. Elles viennent longtemps après les premières études du Sud oranais : la magistrale monographie de G. B. M. Flamand par exemple (1910), ou les explorations de N. Menchikoff au S du Dra (1925-1928), dont les résultats ne furent d'ailleurs publiés qu'en 1936. La découverte du Dévonien du Tafilalt est également fort ancienne. La première mention en a été faite par H. Douvillé en 1919 (d'après les récoltes du Commandant Poirmeur). J. Barthoux en parle en 1924. Enfin H. Termier a décrit, en 1929, les récoltes faites par F. Daguin et P. Despujols en 1923. Ces riches séries dévoniennes ne seront cependant étudiées par L. Clariond qu'à partir de 1933.

De cette équipe des premiers explorateurs de l'Anti-Atlas, seul L. Neltner nous a laissé un mémoire important sur son secteur d'études. Ses « Etudes géologiques dans le Sud marocain », accompagnées d'une carte au 500 000e, ont paru en 1938.

Outre ses collections, J. Bondon nous a laissé quelques notes et une carte manuscrite au 200 000e inachevée. Nous devons à L. Clariond, en plus de courtes notes, une étude assez importante parue dans les *Publications de l'Association pour l'Etude de la Géologie de la Méditerranée occidentale* (Barcelone 1935) et une carte géologique au 200 000e « des plateaux et chaînes du Sarhro, Tafilalt et Maïder » (1941). Enfin, J. Bourcart nous a laissé une série de notes, une étude importante

sur les Archæocyathidés, écrite en collaboration avec G. Le Villain (1931), ainsi qu'une relation de ses explorations intitulée « Du Sous au Dra » (1939).

On ne peut pas passer sous silence les travaux de S. Ghika-Budesti dans le Jebel Sarhro, de B. Yovanovitch (Goulimine, Tazzarine), etc.. ainsi que le rôle important de H. Termier, qui a largement contribué à l'étude paléontologique des faunes récoltées par ses collègues.

Par opposition à l'Anti-Atlas, la géologie du Haut Atlas, étudiée à peu près à la même époque par E. Roch, L. Moret, J. Dresch et G. Dubar, a été décrite dans une série de monographies accompagnées de cartes géologiques au 200 000e et de leurs notices.

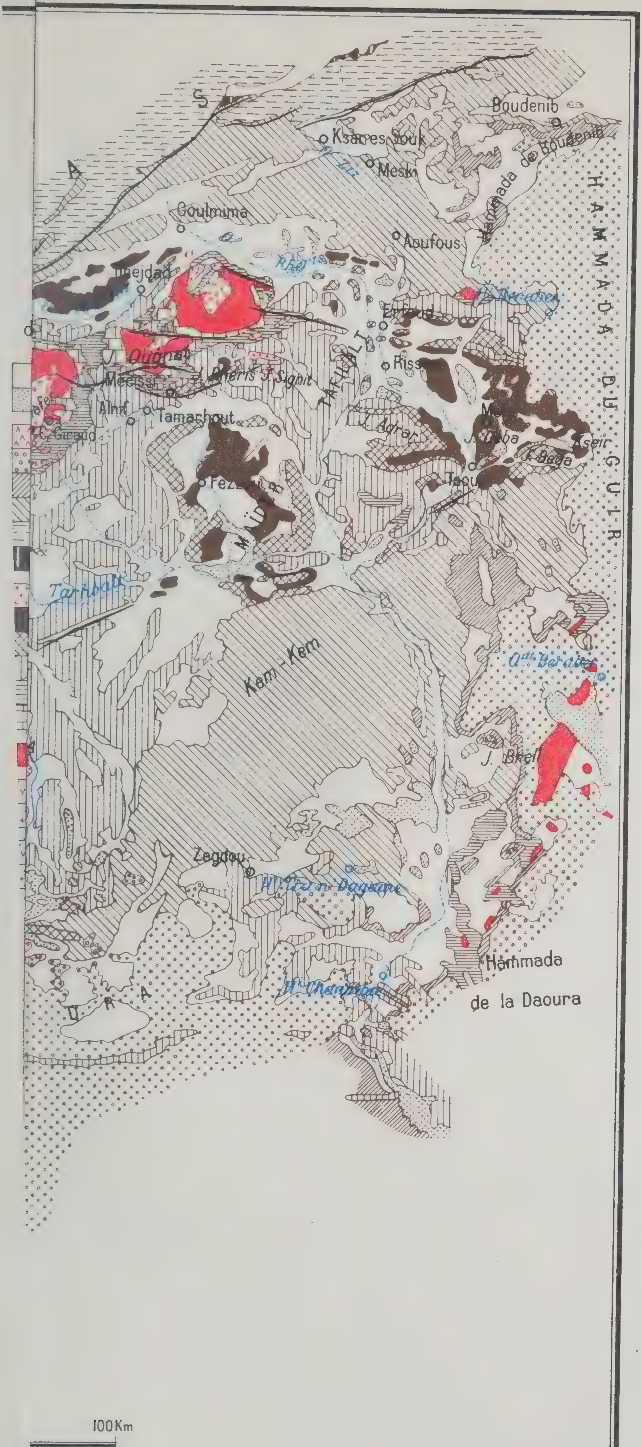
L'étape des études systématiques

Avec la fin de la pacification de l'Anti-Atlas, deux missions de longue durée ont été organisées par le Service des Mines et de la Carte géologique dans le Sud marocain. La première, la Mission de la recherche de l'or dans l'Anti-Atlas, groupait sous la direction de L. Thiébaut, quatre géologues : R. Dubois, D. Matveieff, P. Rampont et l'auteur (1936-1938). La deuxième, la Mission hydrogéologique du Sud (1938-1945), comportait une brigade du Tafilalt (P. Rampont) et une brigade de l'Anti-Atlas, Dra et Sous (l'auteur), dirigées par A. Robaux.

Ces deux missions furent le point de départ de recherches détaillées et de levés systématiques de cartes géologiques (100 000e et 200 000e) effectués par l'auteur. Entreprises d'abord dans les « taches » précambriennes, puis continuées dans les plaines périphériques, le long du Bani et dans le Sous, ces études furent étendues peu à peu à l'ensemble de l'Anti-Atlas occidental et central. Ce travail de longue haleine fut interrompu à deux reprises par la guerre. Les résultats obtenus au cours des campagnes successives furent décrits dans de nombreux rapports géologiques et hydrogéologiques, résumés dans une série de notes succinctes puis, plus récemment, dans une mise au point générale présentée au 18e Congrès Géologique International (Londres 1948). Au même Congrès fut présentée une carte générale de l'Anti-Atlas au 1 000 000e qui malheureusement n'a encore pu être publiée.

Interrompues par la guerre, les recherches de la première équipe de géologues se ralentirent ou cessèrent. L. Neltner seul a continué ses recherches plus longtemps : elles ont eu pour but l'exploration des zones pacifiées en dernier lieu (massif du Kerdous), ainsi que la recherche des faunes de Trilobites géorgiens.

Pendant cette troisième étape, la collection de Notes et Mémoires du Service Géologique s'est enrichie d'ouvrages paléontologiques concernant le Sud marocain, notamment celui de G. Delépine sur les Goniatites du Carbonifère, ceux de Mlle D. Le Maitre sur les faunes du Dévonien inférieur de Hassi Remlia et du Dévonien moyen d'Ouihalane. Malheureusement les études de G. Waterlot sur les Graptolites et de L. Clariond sur les Goniatites dévoniennes n'ont pas encore paru.



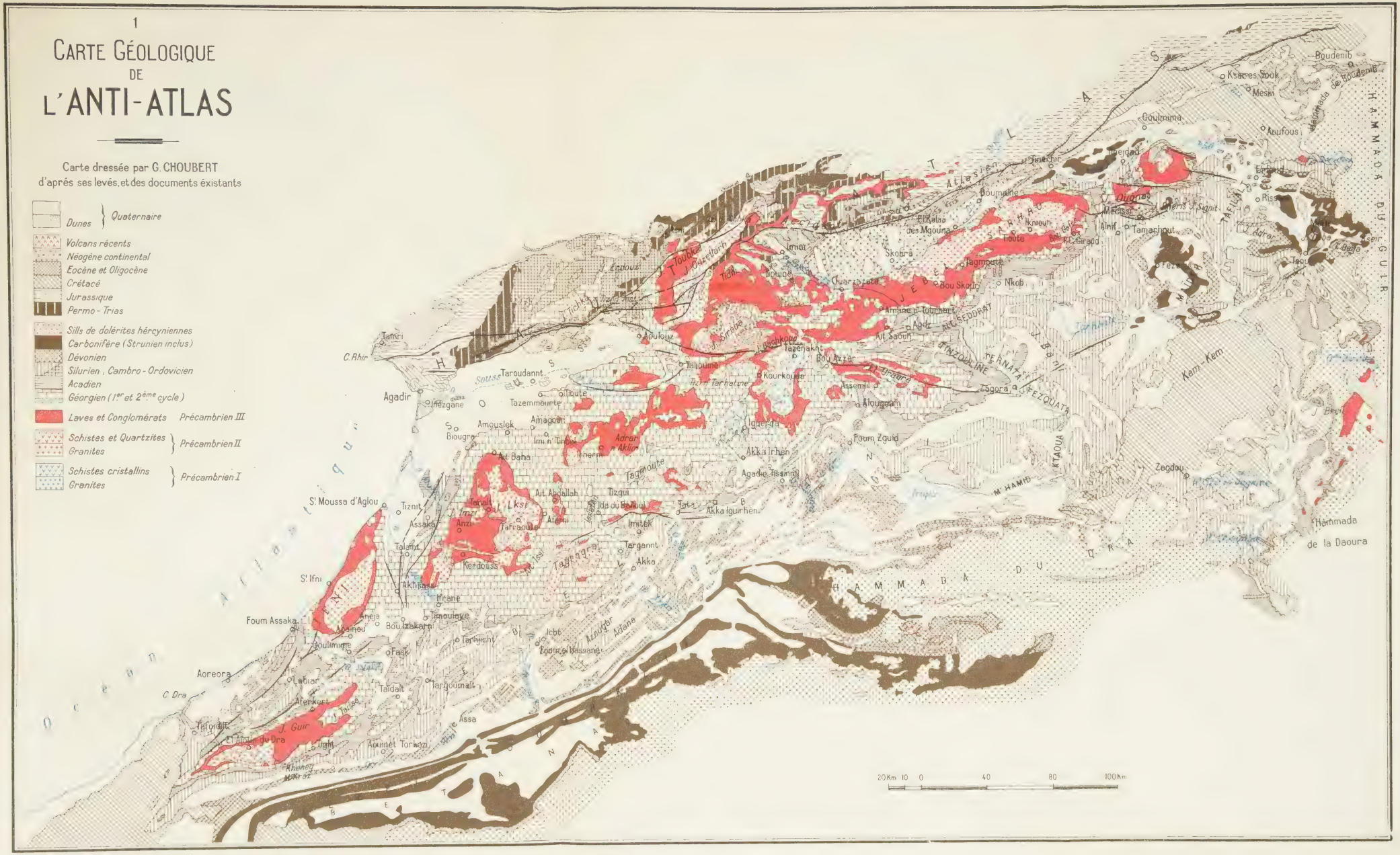
Boudenib
Ksares Souk
Meski
Goulmima
Aoufous
Erfoud
Rissani
TAFILALT
Mecissi
Alnif
Tamarhout
C. Giraud
Kem-Kem
Zegdou
Hammada de Boudenib
HAMMADA DU GUIR
Hammada
de la Daoura
100Km

1

CARTE GÉOLOGIQUE DE L'ANTI-ATLAS

Carte dressée par G. CHOUBERT
d'aprés ses levés, et des documents éxistants

- Dunes } Quaternaire
- Volcans récents
- Néogène continental
- Eocène et Oligocène
- Crétacé
- Jurassique
- Permo - Trias
- Sills de dolérites hércyniennes
- Carbonifère (Strunien inclus)
- Dévonien
- Silurien , Cambro - Ordovicien
- Acadien
- Géorgien (1er et 2ème cycle)
- Laves et Conglomérats — Précambrien III
- Schistes et Quartzites, Granites } Précambrien II
- Schistes cristallins, Granites } Précambrien I



On sait que cette période fut marquée par la création d'un Service Géologique indépendant, sous la direction de H. Termier. Malgré les difficultés de l'heure, ce dernier a pu poser les bases de l'organisation définitive de la recherche géologique au Maroc.

L'état actuel de la recherche géologique dans l'Anti-Atlas

Après la guerre, le Service Géologique a reçu, sous la direction de H. Termier, puis de J. Marçais, son organisation actuelle en trois sections : la *Section de la Carte géologique*, la *Section d'Etudes des Gîtes minéraux* et le *Centre des Etudes hydrogéologiques*. L'étude géologique, autant scientifique qu'appliquée, du Sud marocain a largement profité de cette nouvelle organisation.

Deux jeunes géologues — J. Hindermeyer et H. Hollard — sont affectés à l'étude de l'Anti-Atlas. Le premier, après avoir étudié et cartographié les Hammadas de Boudenib, s'est consacré plus particulièrement à l'étude du J. Sarhro. Le deuxième se spécialise dans l'étude de formations précambriennes et paléozoïques de l'Anti-Atlas occidental. En outre, des essais de travail en équipe ont donné des résultats fort encourageants (région de Goulimine et du Bas Dra). Enfin, l'extrême E, notamment la région de Talzaza, ainsi que la région atlasique attenante (Tamlelt), sont étudiées par R. du Dresnay.

Les études hydrogéologiques sont confiées à l'W à R. Ambroggi qui travaille dans le Sous depuis 1942 et à R. Bourgin ; à l'E les travaux de P. Rampont, victime de la guerre, sont repris par J. Margat.

Enfin les études des gîtes minéraux, accompagnées d'études géologiques de détail, ont été entreprises par la S.E.G.M., notamment par J. Agard (prospection du Précambrien d'Iguerda), J. Bouladon (manganèse d'Imini et de Tasdremt), G. Jouravsky (cobalt de Bou Azzer, or du J. Sarhro, amiante, mica et béryl, ainsi que le manganèse de l'Anti-Atlas central), Ph. Morin (mica et béryl de Tazenakht), F. Permingeat (or du J. Sarhro) etc... Signalons le travail d'équipe de cette section relatif aux mines de plomb de Taouz, présenté au 18e Congrès Géologique International (Londres 1948).

La contribution qu'apportent à l'étude du Sud marocain les géologues venant en mission de la Métropole, est également importante :

H. Gauthier étudie le sillon préafricain ; R. Lavocat, les hammadas tertiaires et les gisements de Dinosauriens de l'Infracrétacé ; J. P. Lehmann, les Arthrodires du Tafilalt ; A. Poueyto, la jonction de l'Anti-Atlas avec la chaîne d'Ougarta ; enfin dernièrement, P. Hupé, les Trilobites du Géorgien ; F. Proust, le massif granitique de l'Ouzellarh. Il faut souligner aussi le concours précieux de E. Raguin et H. Vincienne qui, avec le stage précolonial de l'Ecole des Mines de Paris, viennent tous les ans étudier des problèmes miniers et pétrographiques.

Parmi les organismes industriels, il faut noter les efforts des géologues du B.R.P.M. : H. Carpentier, W. Chazan, E. Fauvelet ; de P. Jacque-

MONT de la S.C.P. ; les études effectuées en 1945-46 par P. BUTTICAZ et M. H. WALLACE (Standard Oil).

Signalons, pour terminer cette liste succincte, certainement incomplète, les études morphologiques de F. JOLY dans le bassin de la Daoura, en particulier dans les Kem Kem.

Au point de vue paléontologique, il faut indiquer surtout l'importance des travaux de H. TERMIER et de Mme G. TERMIER qui, dans leur *Paléontologie marocaine* (T. II), ont abondamment figuré les faunes du Sud marocain provenant des récoltes de presque tous les géologues ayant travaillé dans cette région. La plupart des listes de fossiles données dans ces pages ont été constituées grâce à leur précieux concours.

Enfin, dans les études pétrographiques, Mme E. JÉRÉMINE a joué un rôle considérable. La grande majorité des roches éruptives et métamorphiques du Précambrien de l'Anti-Atlas ont été étudiées par elle. Ses conseils et sa grande expérience furent toujours acquis aux géologues travaillant sur le terrain.

Parallèlement à l'effort qui se fait dans les limites du Protectorat français, il faut signaler les études de nos voisins espagnols : M. ALIA MEDINA dans le Sahara Espagnol, E. et F. HERNANDEZ PACHECO dans la zone d'Ifni. Enfin, dans les régions limitrophes relevant de l'Algérie, les travaux de P. GEVIN le long du flanc S du bassin de Tindouf, de P. DELEAU dans les bassins houillers du Sud oranais, enfin les études de l'équipe de N. MENCHIKOFF dans la Saoura et la chaîne d'Ougarta.

CHAPITRE II

PRÉCAMBRIEN

A — PRÉCAMBRIEN ET INFRACAMBRIEN

On n'a pu parler de Précambrien dans l'Anti-Atlas qu'à partir du moment où la présence du Cambrien a pu être démontrée, c'est-à-dire grâce à la découverte d'Archæocyathidés par J. Bourcart (1927).

L. Neltner divisa le Précambrien en deux systèmes : l'Archéen et l'Algonkien. Les conglomérats et les laves, discordants sur ce Précambrien, furent rattachés au Géorgien transgressif sur ces formations continentales sous le nom de « série inférieure du Géorgien ».

Cette première subdivision a dû être modifiée par la suite. Comme on ne connaissait nulle part dans l'Anti-Atlas de véritables catagneiss, il a paru prématuré de parler d'Archéen. D'autant plus que le Précambrien de l'Afrique, comme d'ailleurs celui du monde entier, se montrait, au fur et à mesure de l'avancement des études, beaucoup plus complexe que le schéma classique ne comprenant que deux termes : l'Algonkien et l'Archéen. Il fallait pouvoir faire des parallélismes entre le Précambrien marocain et celui de l'A. O. F. et pour cela créer des termes nouveaux.

Telle est l'origine de la nomenclature actuellement en usage de Précambrien I, II et III. Le premier serait le correspondant du Birrimien africain. En 1950, lors d'une excursion commune avec A. Blanchot, nous avons pu établir la similitude des granites du Précambrien I avec ceux du Birrimien de la Mauritanie et en particulier du granite d'Azguemerzi avec celui de Winneba ou Mankono. Le Précambrien II correspondrait au Tarkwaïen-Pharusien. Enfin les conglomérats et laves sur lesquels les premiers termes marins du Géorgien *s. l.* sont toujours discordants, forment le Précambrien III. On peut le paralléliser avec le Falémien-Nigritien ou le Buem de la Gold Coast. Ce dernier parallélisme fut confirmé par N. R. Junner, lors d'un voyage rapide au Maroc en 1946. Le schéma de L. Neltner fut ainsi rajeuni à la base et veilli au sommet.

Il faut ajouter encore quelques mots d'explication au sujet de la notion du Précambrien III. C'est une série qui résulte de la destruction de la dernière chaîne précambrienne. Elle s'est formée au cours de l'orogénie posthume de ce grand cycle orogénique et comporte une succession de complexes discordants. Son parallélisme avec les grès de Torridon ou avec le Jotnien finlandais ne semble pas faire de doute. Cependant, les idées

nouvelles exposées récemment par P. Pruvost sur l'Infracambrien nous obligent à reviser cette notion. L'Infracambrien serait une époque de 100 millions d'années au moins, laps de temps très long, certainement trop long pour notre Précambrien III dont les séries conglomératiques et volcaniques successives devaient s'édifier relativement rapidement. Le Précambrien III de l'Anti-Atlas ne serait donc qu'une partie de l'Infracambrien, notamment sa partie inférieure.

Il faut vraisemblablement rechercher la deuxième partie de cet Infracambrien parmi les formations marines groupées jusqu'à présent sous le nom de Géorgien. Effectivement, nous verrons que la série essentiellement calcaire qui commence par la première transgression marine sur le Précambrien III et se termine avant la fin du Géorgien, comporte deux cycles sédimentaires séparés par une régression d'une vaste envergure. Les Archæocyathidés et la faune primordiale à Olenellidés n'apparaissent qu'au cours du deuxième cycle. La série du premier cycle, qui n'a fourni jusqu'à présent que des *Collenia*, est donc plus ancienne que la « biozone à *Olenellus* ». On pourrait l'appeler Eocambrien (G. Ch., 1948) ; elle correspondrait vraisemblablement au sommet de l'Infracambrien.

Ainsi on aurait :

1° Le Précambrien III de l'Anti-Atlas = Torridonien = Jotnien = formations continentales du début de l'Infracambrien suivies généralement par une lacune ;

2° Les « calcaires inférieurs » (ou Eocambrien) de l'Anti-Atlas = Beltien = Keweenawien = formations marines de la fin de l'Infracambrien. Effectivement, l'âge du Keweenawien est de 520 millions d'années (la base du Cambrien étant évaluée à 500 millions d'années), c'est-à-dire le dernier tiers de l'Infracambrien. De même, la puissance du Beltien oscille entre 2 500 m (Appalaches) et 3 200 m (Nevada). Or, les calcaires inférieurs atteignent 3 000 m de puissance dans la fosse de subsidence du flanc N de l'Anti-Atlas (Akhsas - O. Adoudou).

B — PRÉCAMBRIEN I

Nous désignons sous le nom de *Précambrien I*, ou série des Zenaga, les formations les plus anciennes de l'Anti-Atlas qui constituent l'avant-dernière chaîne précambrienne. Ils affleurent dans les « taches » précambriennes de l'Anti-Atlas central et de la partie orientale de l'Anti-Atlas occidental : Aït Makhlouf des Ida ou Zekri à l'W d'Irherm, les boutonnières granitiques de l'Azrhar (Zalen), les « taches » d'Agadir Melloul, d'Iguerda et de Taïfst, la vaste cuvette des Zenaga, à l'E les « taches » de Bou Azzer et d'El Graara, au N certaines parties du socle du Siroua. J. Hindermeyer vient d'en découvrir un petit massif sur le flanc N de l'Anti-Atlas oriental, au N du Dadès, H. Hollard a trouvé une minuscule « tache » granitique dans le Tifernine. Enfin les migmatites de l'Ourika, au N du Bloc oriental, en sont peut-être aussi (L. Neltner, R. du Dresnay, F. Proust).

Quand ils ne sont ni injectés, ni migmatisés, les schistes (ectinites) du Précambrien I sont affectés d'un métamorphisme général de la mésozone : ce sont des micaschistes contenant parfois du grenat. Au point de vue pétrographique, ce sont des roches généralement riches en quartz, contenant souvent un peu de feldspath (albite ou oligoclase). L'élément phylliteux est la biotite, transformée presque toujours en muscovite et chlorite, et les micas blancs (muscovite et séricite). En plus du grenat, on peut observer de la sillimanite entièrement transformée en séricite (fibrolite). L'apport feldspathique est très fréquent.

On rencontre ces ectinites dans la partie médiane de la plaine des Zenaga et dans la moitié S de la « tache » d'Iguerda. Cependant, d'une façon générale, ils sont intensément injectés et migmatisés et passent fréquemment aux gneiss d'injection.

L'avant-dernière orogénie précambrienne a été accompagnée de deux venues granitiques : la première a donné les *granites d'Azguemerzi*, nettement calco-alcalins, à biotite, relativement sombres et souvent porphyroïdes ; la deuxième a mis en place les granites clairs de *Tazenakht*, alcalins ou légèrement calco-alcalins, à muscovite. Les uns et les autres ont subi un métamorphisme très marqué qui se traduit par la destruction quasi complète des feldspaths potassiques (sauf toutefois des phénocristaux de microcline des variétés porphyroïdes du granite d'Azguemerzi), avec albitisation et séricitisation intenses, la transformation de biotite en chlorite, muscovite et zoïsite avec excrétion de sphène (leucoxène), naissance de muscovite de néoformation et la recristallisation du quartz. Dans leur état actuel les granites d'Azguemerzi oscillent, d'après leur composition pétrographique, entre les granites calco-alcalins, les granodiorites et même les diorites quartziques (oligoclase ou andésine). Or, leur analyse chimique calculée indique le plus souvent des granites monzonitiques. De même les granites de Tazenakht, alcalins à l'origine, passent par rétromorphose à des granites calco-alcalins ou à des granodiorites leucocrates.

La manière d'être de ces granites est fort variable. Le vaste massif de granite porphyroïde d'Azguemerzi du milieu de la plaine des Zenaga est un massif circonscrit logé dans les ectinites. Par contre, tous les autres massifs de la même venue, fréquents dans la partie S de cette plaine et pour la plupart non porphyroïdes, sont producteurs de migmatites. Ils sont en relation plus ou moins évidente avec la principale phase de migmatisation qui a donné des gneiss d'injection (gneiss plagioclasiques plus ou moins intensément rétromorphosés), souvent affectés de plissements ptygmatiques et allant même jusqu'aux faciès nébulitiques.

Le granite de Tazenakht, généralement en petits massifs circonscrits, est en rapport avec des injections plus grossières, des filons, lentilles ou filonnets de quelques centimètres à plusieurs mètres de largeur. Certains faciès peuvent être assimilés aux dyadisites (Ph. Morin). Ce sont des injections claires, roses, granitiques, aplitiques ou pegmatitiques. Il semble que les lentilles de pegmatites à mica, béryl et tourmaline, activement exploités (Timgharghine) soient une manifestation tardive de cette série d'injections.

Il existe cependant, en plus de ces deux séries d'injections, des gneiss

d'imbibition de type embréchitique, caractérisés par un apport feldspathique (oligoclase-andésine) qui se fait en lits très fins, souvent d'une façon capricieuse. Il semble que c'est une première migmatisation, plus ancienne que les deux venues granitiques (E. Raguin).

Cet ensemble, qui se présente d'une façon relativement simple dans la plaine des Zenaga, se complique dans les autres taches, où l'écrasement fut plus intense. On y trouve des séries complexes d'orthogneiss (méso-orthogneiss), où il est souvent difficile de faire la part entre les granites et les migmatites gneissifiées. Ainsi, on considère le gneiss œillé d'Iguerda comme des migmatites (J. Agard). Par contre, dans la partie S d'El Graara, à Agadir Melloul, dans le Siroua (Asdremt), etc.. des faciès œillés résultent de la gneissification des granites porphyroïdes de la venue d'Azguemerzi. D'ailleurs, l'écrasement et la gneissification ont dû jouer à plusieurs reprises car parfois même les injections dyadisiques claires sont gneissifiées. Il est également difficile de se prononcer sur l'âge de la rétromorphose qui affecte de la même façon ectinites et migmatites, granites non écrasés et orthogneiss. Est-il immédiatement postérieur à la gneissification, qui est due au métamorphisme général (mésozone) du Précambrien I, ou est-il bien plus récent et attribuable, alors, au métamorphisme faible (épizone) du Précambrien II ? Etant donné que nous le retrouverons dans certains granites du Précambrien II, c'est peut-être cette deuxième hypothèse qu'il faudra adopter.

Dans ces ensembles complexes, souvent encore difficiles à déchiffrer, on rencontre également des amphibolites résultant sans doute de la transformation de dolérites ou de gabbros anciens (Précambrien I).

Il est encore prématuré de parler de lignes tectoniques dans le Précambrien I. Les directions sont très variables, surtout dans les zones migmatisées. En outre, aux écrasements et à la gneissification propre au Précambrien I, se superposent des écrasements plus récents qui relèvent de la dernière orogénie précambrienne (Précambrien II). C'est par exemple le cas des directions sensiblement E–W de la partie méridionale de la « tache d'El Graara ».

Les ectinites de la plaine des Zenaga ont une orientation prédominante méridienne. Il semble que c'est en gros la moyenne des directions du Précambrien I. On pourrait rapprocher ce fait des directions prédominantes, également méridiennes, du Birrimien de la plate-forme africaine. Le socle de l'Anti-Atlas continuerait donc, vers le N, le bouclier africain.

C — PRÉCAMBRIEN II

a) Le matériel sédimentaire

La série du Précambrien II de l'Anti-Atlas occidental, où elle affleure le plus largement, commence généralement par des quartzites discordants sur le Précambrien I. Cette discordance a été décrite d'abord par L. Neltner au Tizi n'Tarhatine (route d'Agadir à Ouarzazate, entre Taliouine et Taze-

nakht). On la connaît également dans le massif des Ida ou Zekri, notamment autour de la boutonnière du Précambrien I des Aït Makhlouf, à la base du Jebel Iguiguil, à l'W d'Agadir Jdid, etc...

Les quartzites peuvent atteindre, semble-t-il, 2 000 m d'épaisseur. A leur base on rencontre fréquemment un conglomérat à matériel essentiellement quartzitique, ce qui indique des remaniements fréquents au début du Précambrien II.

D'ailleurs, la série ne commence pas toujours par des quartzites. Ainsi, le long des bordures N et NW de la plaine des Zenaga, entre le Précambrien I et les quartzites, s'intercale une série de calcaires oolithiques, puissante de 800 m. Ces calcaires contiennent à Taghdout des microorganismes primitifs, peu individualisés, ne dépassant pas le plan d'organisation des Protistes. Ce sont vraisemblablement des Algues calcaires (Cyanophycées), quoique certaines formes puissent être de nature animale (*Copperia* ? *minima*, *Antholitina rosacea*, *Tubiphyton taghdoutensis*, *Gloescapsomorpha tazenaktensis*, *Tazenakhtia ænigmatica*, décrites par G. Choubert, H. et G. Termier). Il faut signaler une curieuse transformation de ces calcaires en adinolites potassiques (jusqu'à 10 et 12 % de K_2O) en contact avec des sills de dolérites. On retrouve les mêmes calcaires plus à l'E, dans le chaînon de N'Kob (Aït Ouaharda). Ce chaînon situé sur le trajet de « l'accident majeur » de l'Anti-Atlas est caractérisé par une tectonique complexe. Les calcaires précambriens y sont transformés en marbres et, comme à Taghdout, en adinolites potassiques. Ils comportent en outre des intercalations (injections ?) curieuses de serpentine accompagnée d'amiante (exploitations de la mine de N'Kob).

Il faut ajouter que des calcaires précambriens sont connus également dans l'Anti-Atlas occidental, notamment dans les massifs quartzitiques des Ida ou Zekri et Ida ou Zeddout. Ici aussi, ils sont parfois transformés en adinolites.

Dans tous les affleurements calcaires on n'a pas encore trouvé de microorganismes. Il faut cependant rappeler que Mme Y. Gubler a signalé la présence de restes organiques (Echinodermes ?) dans le Précambrien du Mellab (Ougnat).

Au Siroua, le Précambrien I est surmonté de conglomérats et de laves anciennes qui furent considérés comme formant la base du Précambrien II. Des études récentes (E. Fauvelet) ont démontré qu'il s'agissait en réalité d'un des complexes les plus anciens du Précambrien III (comparable au complexe d'Anzi dans l'Anti-Atlas occidental, ou à celui de Tidiline dans la « tache » d'El Graara).

Cependant, le gros de la série du Précambrien II est formé de schistes monotones et très puissants (épaisseur de l'ordre de 1 000 m). Ils montrent généralement un métamorphisme faible ne dépassant pas l'épizone. Des grès fins schisteux sont parfois abondants dans cette série.

La distribution des différents faciès semble être assez bien définie. Ainsi, les quartzites se développent essentiellement le long de la dorsale de l'Anti-Atlas occidental et central, c'est-à-dire selon une zone relative-

ment étroite orientée WSW–ENE. On les retrouve dans toutes les «taches», depuis Ifni jusqu'à Tazenakht. Ils sont beaucoup moins développés au N (Siroua) et au S (Bou Azzer).

Par contre, dans la partie S de la chaîne, s'étale une vaste zone essentiellement schisteuse.

Entre les deux, on peut rencontrer des faciès mixtes, où les schistes sont associés à quelques quartzites ou à des schistes quartzeux (Kerdous, Tagragra). Il semble en être de même au N. Une zonalité de ce genre a été décrite dans la grande « tache » du Kerdous (G. Ch. et L. Neltner).

Dans l'Anti-Atlas oriental (Jebel Sarhro) prédominent des schistes. Il semble y exister également quelques quartzites, ainsi que, comme au Siroua, des laves andésitiques (J. Hindermeyer).

Le Précambrien II du Bloc oriental est essentiellement schisteux, mais comporte aussi des schistes quartzeux et des quartzites (Jebel Ourgouz).

b) La dernière chaîne précambrienne

Il est assez difficile de décrire la dernière orogénie précambrienne dans un seul paragraphe, car les actions orogéniques se sont prolongées tout au long du Précambrien III. Néanmoins, étant donné l'importance de la discordance entre le Précambrien II et le Précambrien III, on doit admettre que les paroxysmes majeurs se placent entre ces deux systèmes. La difficulté surgit surtout au sujet des granites, car il s'avère de plus en plus que les granites post-tectoniques de cette chaîne sont très tardifs et contemporains des premiers termes du Précambrien III. Nous reviendrons plus loin sur cette question.

Nous avons vu que les directions du Précambrien II étaient sensiblement E–W, tout en s'écartant tantôt vers l'ENE, tantôt vers l'ESE.

Comme on pouvait s'y attendre, il est difficile de déchiffrer la tectonique des séries schisteuses qui donnent presque toujours l'impression de séries monoclinales. Il est cependant presque aussi difficile de déchiffrer la tectonique de détail des quartzites, qui forment des massifs puissants et chaotiques, très faillés, où de larges tables et des voûtes tranquilles alternent avec des plis aigus et cassés. Fait étrange, ces cœurs anticlinaux montrent, d'une façon générale, un remplissage de gabbros ou de dolérites et non pas le substratum précambrien I. On a l'impression d'observer des décollements gigantesques avec un remplissage magmatique de vides ainsi créés (J. Lkst, massifs des Ida ou Zekri et des Ida ou Zeddout).

On note également des zones d'écrasement important, avec transformation de granites en épi-orthogneiss. Une telle zone est connue dans le Tazeroualt (SW du Kerdous), une autre suit la chaîne d'Ameksou au N de la plaine des Aït ou Afka (SE du Kerdous). Une zone tectonique très importante a été reprise par l'« accident majeur » hercynien de l'Anti-Atlas. Elle traverse El Graara et Bou Azzer et y est injectée de serpentine. On peut l'étudier dans le chaînon de N'Kob (Aït Ouaharda), au SE du Siroua.

On y observe plusieurs écailles imbriquées qui sont vraisemblablement des racines de chevauchements importants.

Le métamorphisme général du Précambrien II est beaucoup moins intense qu'au Précambrien I. Son intensité dépasse rarement celle de la zone épi. D'ailleurs, son intensité augmente vers le S. Il est faible ou nul dans les « taches » septentrionales (Siroua, Tafraoute). En allant au S, on entre dans la zone des séricitoschistes (Aït ou Afka, Tazeroualt) dans lesquels apparaissent progressivement des termes plus métamorphiques passant à des micaschistes (S du Tazeroualt, Tagragra).

L'activité magmatique de la dernière orogénèse précambrienne fut intense et variée. On commence à connaître toute une succession de venues magmatiques :

1*a*. Les serpentines avec leur cortège d'hornblendites (ou plus rarement hypersthénites), de gabbros et diorites ainsi que de plagioclasites, accompagnés toujours de leurs correspondants métamorphiques : amphibolites feldspathiques ou non feldspathiques, actinotites, trémolitites plus ou moins riches en talc, etc.. (Bou Azzer, El Graara, Siroua, Tazeroualt) ;

1*b*. Diorites et diorites quartziques, en sills ou petits massifs, dont l'âge relatif par rapport aux serpentines n'est pas encore connu (Siroua, Tazeroualt, etc..) ;

2. Granites calco-alcalins, syntectoniques, dits *granites du Tazeroualt.* Toutefois, certains granites calco-alcalins sont antérieurs aux serpentines sans qu'on puisse préciser s'il s'agit de plusieurs venues de serpentines ou de plusieurs venues granitiques. C'est par exemple le cas des granodiorites et diorites quartziques de Bou Azzer et d'El Graara ;

3. Principale venue de dolérites, dont les réseaux filoniens hachent encore plus le Précambrien I que le Précambrien II ;

4. Granites alcalins (ou calco-alcalins) post-tectoniques, (par exemple les granites de Tafraoute), appartenant vraisemblablement à plusieurs venues successives ;

5. Enfin l'ultime venue de dolérites, postérieure à certains granites post-tectoniques et antérieure aux derniers granites de ce groupe.

Les granites syntectoniques constituent une série pétrographique complexe. Selon les endroits ce sont, ou bien des granites calco-alcalins (monzonitiques ou akéritiques), ou bien des granodiorites, voire des diorites quartziques. Comme dans les granites du Précambrien I, on y observe, dans certaines régions une altération rétromorphe profonde. Elle va généralement de pair avec l'intensité du métamorphisme des schistes encaissants : faible au N (Siroua), elle augmente vers le S (Tazeroualt, Aït ou Afka, etc..) Il semble qu'il y ait une liaison entre l'importance de cette rétromorphose et l'alcalinité relative des granites. Ainsi les granites du Siroua sont dans leur majorité des granites monzonitiques, tandis que dans le Tazeroualt et les Aït ou Afka–Ikhchene prédominent les granodiorites et les diorites quartziques. On est donc tenté de conclure, comme pour les granites d'Azguemerzi, qu'originellement les granites affectés par la rétro-

morphose étaient plus alcalins et plus potassiques qu'actuellement. Cette déduction basée (en ce qui concerne le Tazeroualt, les Aït ou Afka et le Siroua) sur des analyses chimiques, ne semble pas convenir à tous les granites syntectoniques de l'Anti-Atlas. Ainsi les granodiorites et les diorites quartziques de l'Anti-Atlas central (Bou Azzer, El Graara), tout en étant fortement affectés de rétromorphose, devaient être, déjà à l'origine, pauvres en potasse. Il en est de même des granodiorites, très développées dans le Bloc oriental (massif de l'Ouzellarh).

Les massifs des granites syntectoniques forment de larges bandes, orientées parallèlement à la schistosité (Tazeroualt, Siroua, Bou Azzer, El Graara). Ils sont accompagnés de filons granitiques, aplitiques, et parfois de pegmatites, généralement parallèles à leurs bords. Leur métamorphisme de contact est souvent très développé et donne les auréoles classiques de schistes micacés, de schistes à andalousite (transformés en séricite), de schistes noduleux et de schistes tachetés (Tazeroualt, Aït ou Afka, Anameur à l'E d'Ikhchene, etc..). Parfois ils produisent une zone plus ou moins large de migmatites (El Aïoun du Dra, Tasserhirt au SE de Tafraoute, Siroua). Les granites du Tazeroualt sont souvent écrasés. La venue granitique syntectonique a eu lieu dans un milieu chaud, elle est vraisemblablement contemporaine ou immédiatement antérieure au métamorphisme général.

Les granites post-tectoniques de l'Anti-Atlas occidental sont toujours alcalins. C'est, en particulier, le cas du granite de Tafraoute à structure granulitique et à deux micas. Souvent, ce sont des granites roses à muscovite seule (Siroua). Par contre, dans la partie orientale de la chaîne, on connaît aussi des granites calco-alcalins post-tectoniques ainsi que des granodiorites passant même aux diorites quartziques (Jebel Sarhro : J. Hindermeyer et E. Fauvelet). Les granites post-tectoniques forment des massifs circonscrits arrondis ; leur métamorphisme de contact est faible ou nul ; le réseau filonien qui les accompagne est peu développé. Ce sont des granites intrusifs nés dans un milieu froid, nettement postérieurs au métamorphisme général.

Il faut admettre, semble-t-il, qu'il y a eu plusieurs venues parmi les granites post-tectoniques. Les plus récents sont incontestablement les granites alcalins roses à muscovites (Siroua) ou à deux micas (Sarhro). J. Hindermeyer et E. Fauvelet viennent de démontrer que, dans le Sarhro, non seulement ces granites à deux micas, mais aussi certains granites calco-alcalins, sont contemporains des premiers complexes rhyolitiques du Précambrien III. De même les granites roses du Siroua traversent les conglomérats et les laves qui jusqu'à présent étaient attribués aux formations de base du Précambrien II, mais qui, d'après des études récentes (E. Fauvelet), sont à ranger dans un des complexes les plus anciens du Précambrien III. Cependant, toutes les granodiorites et les diorites quartziques d'El Graara et de Bou Azzer sont antérieures aux formations les plus anciennes du Précambrien III (série de Tidiline). Or, parmi ces roches granitiques très calciques, il y en a qui sont nettement post-tectoniques (par exemple : le « granite » de Bou Azzer). Les granites alcalins post-

tectoniques d'El Aïoun sont traversés de dolérites, sans qu'on puisse affirmer si ces dernières appartiennent à la grande venue doléritique ou à une venue plus tardive. L'âge relatif du granite alcalin de Tafraoute proprement dit n'est pas encore défini.

Les granites sont très largement développés dans la partie N de l'Anti-Atlas. Le massif de l'Ouzellarh est presque entièrement formé de granodiorites. Les granites variés forment les trois quarts du Sarhro. Allant vers le S, la granitisation semble perdre de l'intensité. Néanmoins, les « taches » du Kerdous et d'Ifni montrent encore de très grands massifs granitiques.

Il est intéressant de noter que les granites précambriens sont encore inconnus dans les boutonnières précambriennes du Haut Atlas, notamment de l'Atlas oriental. La granitisation produite par la dernière orogénie précambrienne semble être le privilège du Domaine de l'Anti-Atlas.

D — PRÉCAMBRIEN III

a) Généralités

Par définition le *Précambrien III* ou *série d'Ouarzazate* est une série glyptogénique résultant de la destruction de la dernière chaîne précambrienne. Elle ne correspond donc pas à un cycle orogénique entier, mais à une partie d'un tel cycle : selon le point de vue où l'on se place, le Précambrien III correspondrait, ou bien à la fin du cycle orogénique qui le précède, ou bien au début du cycle qui lui fait suite (cycle calédono-hercynien). La deuxième interprétation était celle de L. Neltner, qui rangeait cette série dans le Géorgien. Selon l'autre point de vue, c'est encore du Précambrien. En synchronisant le Précambrien III avec la partie inférieure de l'Infracambrien, on pourra concilier les deux points de vue.

Somme toute, si on comparait cette fin du dernier cycle orogénique précambrien avec la fin du cycle orogénique hercynien, le Précambrien III serait à comparer aux formations allant du Westphalien au Permien, ou même au Trias (Permo-Trias), et qui sont rangées, partiellement dans le Primaire, partiellement dans le Secondaire. A une telle époque, la chaîne est déjà formée dans ses grandes lignes, sa destruction commence ; des bassins fermés, comblés par des dépôts continentaux, se forment çà et là ; ailleurs subsistent encore des golfes marins. Cependant l'orogénie continue et des paroxysmes importants peuvent encore se produire. Peu à peu leur intensité diminue et on passe à la succession de phases posthumes. La destruction de reliefs élevés par chacune de ces phases donne des complexes continentaux discordants entre eux ; en outre, un volcanisme plus ou moins intense accompagne les phases tectoniques : des coulées, des produits de projection, cinérites, brèches, s'intercalent alors dans les dépôts continentaux. C'est ce qui s'est produit à la fin de l'époque hercynienne avec les bassins westphaliens (dont certains peuvent encore être envahis par des incursions marines), les bassins stéphano-permiens, déjà entièrement conti-

nentaux, ainsi que les dépôts continentaux du Permo-Trias. Au Précambrien III, le tableau général est le même, mais bien plus complexe, car dans cette série on peut rencontrer jusqu'à 7 discordances et le volcanisme fut incomparablement plus intense qu'à la fin de l'époque hercynienne.

Cependant, tout au moins au début d'une telle évolution, les paroxysmes tectoniques peuvent être encore suffisamment puissants pour provoquer la mise en place des granites. Ainsi on admet que la principale venue de granites post-tectoniques hercyniens au Maroc est post-westphalienne. De même nous venons de voir qu'une partie au moins des granites post-tectoniques précambriens est contemporaine ou postérieure aux complexes les plus anciens du Précambrien III. On pourrait même aller plus loin et poser la question des foyers des volcans rhyolitiques du Précambrien III. Si ces foyers n'étaient pas très profonds (comme cela se révèle de plus en plus pour les volcans actuels), l'érosion doit pouvoir mettre à nu certains d'entre eux. Ils doivent se présenter sous forme de granites post-tectoniques intrusifs dans le Précambrien II et même dans les complexes anciens du Précambrien III. Ce serait peut-être le cas de certains granites associés intimement aux rhyolites, comme ceux étudiés par J. Hindermeyer et E. Fauvelet dans le Sarhro.

b) Aperçu lithologique

Les formations volcaniques : coulées, brèches, cinérites, forment la majeure partie du Précambrien III. Ce sont elles qui caractérisent ce système.

Les rhyolites prédominent largement. De faciès très variables, la gamme des rhyolites va depuis les termes vitreux à structure fluidale, jusqu'aux termes porphyriques, riches en phénocristaux. Les andésites sont également très fréquentes. Là aussi on trouve des textures variées, allant jusqu'à des roches très caractéristiques, remplies de grands phénocristaux aplatis de feldspath. Les basaltes sont plus rares. On en connaît dans la région d'Irherm. Toutes ces roches sont profondément altérées et dévitrifiées. Il s'y développe des nuages d'inclusions ferrugineuses qui leur donnent des teintes rougeâtres (rhyolites) ou violacées (andésites). En outre, les andésites et les basaltes sont souvent épidotisés et peuvent même passer à de véritables épidotites. Les roches pyroclastiques sont très abondantes ; les brèches prédominent et les cinérites ne sont pas rares.

Il est généralement difficile de définir les centres d'émission et de reconstituer les appareils éruptifs. Localement on reconnaît des cheminées, des necks, ailleurs des réseaux de dykes. Ces derniers sillonnent parfois le socle granitique précambrien II (Sarhro occidental). Ailleurs ils traversent les séries volcaniques. On peut en conclure que c'était parfois des émissions fissurales.

Les formations sédimentaires détritiques sont généralement des conglomérats, des grès, plus rarement des pélites ou des schistes. Les teintes violacées ou rouges prédominent. Cependant, les termes inférieurs sont

généralement verts. Cette rubéfaction généralisée devait être due à l'avènement de climats rubéfiants chauds au cours du dépôt du Précambrien III. Nous verrons que de tels climats persistèrent pendant la majeure partie du Géorgien *s. l.* Il faut souligner la coloration rouge caractéristique du dernier complexe du Précambrien III, dit « complexe de Tiouine » (Anti-Atlas central).

Les formations sédimentaires sont, d'une façon générale, subordonnées aux formations volcaniques auxquelles elles s'associent. Elles sont plus ou moins lenticulaires. Cependant, dans certaines parties de la chaîne, on observe des séries sédimentaires puissantes, tantôt conglomératiques (« tache » d'Aït Abdallah, massifs d'Irherm et de la dorsale de l'Anti-Atlas occidental), tantôt schisto-gréseuses (série d'Anzi dans le massif du Kerdous, séries schisto-gréseuses du Siroua, série de Tidiline de G. Jouravsky dans la tache d'El Graara). Ce sont des séries à dominante verte, représentant les termes les plus anciens du Précambrien III. La question de leur origine marine peut être posée. Par contre toutes les formations rouges ou violacées des termes plus élevés sont certainement d'origine continentale.

On y rencontre des lentilles calcaires qu'on doit interpréter comme lacustres. Elles contiennent des Stromatolites. Le plus beau gisement de *Collenia (Conophyton)* se trouve sur la route d'Ouarzazate au Dra, à Amane n'Tourhart (J. Hindermeyer). D'autres lentilles lacustres sont connues dans le Tifernine, à Tiouine et à Oufrent (Anti-Atlas central), ainsi qu'à Izerbi (région des Aït ou Afka dans le massif du Kerdous).

Les *Collenia* ne sont pas le seul signe de vie dans le Précambrien III. E. Fauvelet a découvert dans le Sarhro, dans des formations gréseuses et pélitiques situées près du sommet de la formation, de curieuses empreintes évoquant des appendices segmentés ou des parties segmentées du thorax d'Arthropodes de très grande taille, qui pourront peut-être être rapprochés des *Beltina* américaines ou des *Protoadelaidea* australiennes.

c) Aperçu stratigraphique et tectonique

Le Précambrien III est très largement développé dans la partie N de l'Anti-Atlas : région d'Ouarzazate (Tidili, Irhiri, Tifernine), Jebel Sarhro, ainsi que le Bloc oriental (massif du Toubkal et de l'Ouzellarh). L'intensité du volcanisme et, partant, la puissance du Précambrien III diminuent vers le S (par exemple : alignement des « taches » du flanc S de l'Anti-Atlas occidental). Cependant, dans certaines régions de l'Anti-Atlas occidental, on observe des séries sédimentaires puissantes accompagnées ou précédées d'un volcanisme restreint (région d'Anzi dans le Kerdous, massifs d'Irherm). Le volcanisme fut de nouveau important à l'extrême SW de la chaîne, dans les massifs d'Ifni et du Bas Dra, Par contre, il est à signaler que le Précambrien III est réduit ou inexistant dans le Domaine atlasique.

Le Précambrien III de l'Anti-Atlas montre une succession de plusieurs complexes volcaniques et détritiques, discordants entre eux, ayant chacun plusieurs dizaines ou même plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Certaines régions comme le Tifernine (S d'Ouarzazate) ou l'Irhiri (NE du Siroua) permettent de déceler jusqu'à sept ou huit complexes successifs, plus ou moins discordants entre eux, chaque complexe étant défini par des particularités de ses formations volcaniques et détritiques. Cependant, comme toutes ces formations sont plus ou moins lenticulaires, il est encore difficile de généraliser en subdivisions et d'établir une ébauche stratigraphique valable pour toute la chaîne. On en est réduit à utiliser des échelles stratigraphiques locales pour chaque massif.

D'ailleurs, le Précambrien III n'est que rarement complet. On ne rencontre des séries complètes que dans des zones qui ont gardé la réaction synclinale pendant toute la durée du système. Ailleurs les séries sont lacunaires. Dans les zones à réaction anticlinale persistante, le Précambrien III peut même faire complètement défaut, ou ne comprend que les dernières coulées. Cette particularité explique les grandes variations de la puissance et de la constitution des séries du Précambrien III, même dans les massifs voisins, et rend difficile l'établissement des parallélismes.

Les formations les plus anciennes du Précambrien III méritent une attention spéciale. Nous avons vu que ce sont des formations schisto-gréseuses vertes : la série d'Anzi (Kerdous), les formations encore assez mal connues du Siroua, la série de Tidiline d'El Graara (G. Jouravsky). Elles semblent former une bande discontinue qui longe la chaîne anti-atlasique. Celle-ci comprendrait : à l'W le vaste bassin d'Anzi, et à l'E un « golfe » assez étroit, coïncidant sensiblement avec « l'accident majeur » de l'Anti-Atlas (ou conservé grâce à cet accident) et allant du Sous à El Graara, par le Siroua. Ce sont des séries puissantes de plusieurs centaines de mètres (peut-être près de 1000 m), qui peuvent être facilement confondues avec le Précambrien II, surtout quand elles sont écrasées.

Nous avons dit que l'hypothèse de leur origine marine pouvait être envisagée. Ce serait alors un golfe, ou un détroit plus ou moins large, s'avançant de l'W vers l'E, du Sous à El Graara par le Siroua, et s'étalant à l'W dans la région d'Anzi. On pourrait le comparer avec un exemple hercynien, notamment avec le golfe de Fourhal qui, au Namurien, s'est installé dans le Massif central. Cependant, on connaît des faciès schisto-gréseux semblables en association avec les calcaires à *Collenia* dans le Tifernine (H. Hollard). Ce complexe est intercalé entre les séries rhyolitiques et conglomératiques continentales et ne peut, semble-t-il, être que lacustre. Il en est donc peut-être de même pour la série d'Anzi et de Tidiline.

On doit considérer comme correspondants de ces séries anciennes dans le Tifernine, les premiers complexes rhyolitiques et andésitiques, dits « d'Issougri », redressés à la verticale ou fortement inclinés. C'est, semble-t-il, à ces premiers complexes rhyolitiques que, plus à l'E (Sarhro et sa bordure N le long du Dadès et du Skoura), sont associés les derniers granites post-tectoniques (E. Fauvelet, J. Hindermeyer) dont nous avons parlé plus haut.

Les complexes plus élevés sont moins violemment plissés. D'ailleurs, au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série, les mouvements posthumes deviennent de plus en plus faibles et les discordances entre les complexes

successifs de moins en moins nettes. A la fin du Précambrien III ce ne sont plus que des discordances cartographiques qu'on craint parfois de confondre avec les disparitions des complexes par amincissement progressif. Cependant, la dernière discordance, celle des calcaires inférieurs du Géorgien (Eocambrien, Infracambrien supérieur), est toujours décelable, surtout sur les photographies aériennes. Pourtant la question d'attribution au Précambrien III ou au Géorgien *s. l.* peut se poser pour le dernier terme de la série précambrienne, quand ce sont des conglomérats ou des grès. En effet, dans le cas d'une concordance apparente, de tels conglomérats peuvent être pris pour les conglomérats de base accompagnant la transgression des calcaires inférieurs. C'est, par exemple, le cas des conglomérats et grès arkosiens d'El Aïoun du Dra, des couches à gypse des Ida ou Gnidif (Kerdous), de certains conglomérats des massifs d'Irherm et des « taches » de la dorsale de l'Anti-Atlas occidental.

Le volcanisme s'affaiblit également à la fin du Précambrien III. Ainsi le complexe rouge terminal dit « série de Tiouine » ne comporte plus localement que des minces coulées (El Borj, Halouk, Tamezrha dans l'Anti-Atlas central).

Les séries du Précambrien III sont intensément faillées. Il est difficile de dater ces failles qui apparaissent surtout dans les grands entablements rhyolitiques d'âge assez tardif (Tifernine, Irhiri). Certaines d'entre elles n'affectent pas les calcaires géorgiens. D'autres s'y amortissent rapidement.

2

a paléogéog
ycle sédime
alcaires inf

Limite du g
série de ba

Limites appr
zones à puis
sante des ca

Limite du gol
calcaires inf

Fos
du

WNW

Calcaires
inférieurs

sse { 150m
nzi { 200m

P

2

Schéma paléogéographique du cycle sédimentaire des Calcaires inférieurs

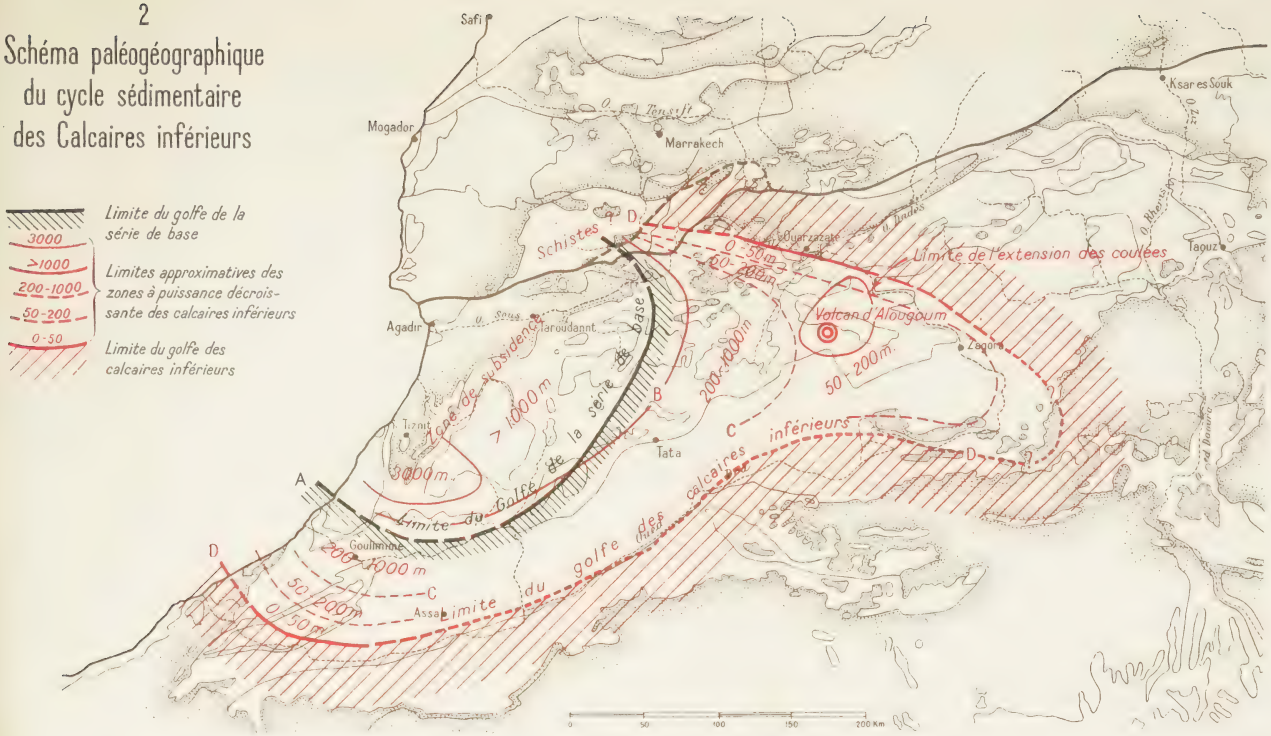
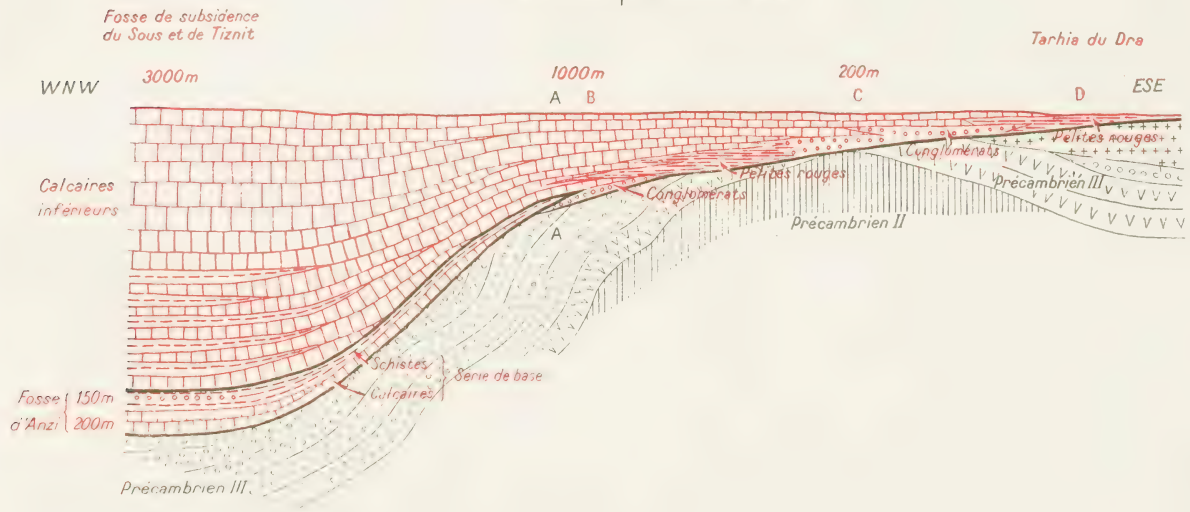


Schéma de répartition des faciès



CHAPITRE III

PALÉOZOÏQUE

A — GÉORGIEN SENSU LATO (Planche 2)

a) Le premier cycle sédimentaire cambrien

Nous avons vu que le Géorgien *sensu lato* comprend, dans l'Anti-Atlas, deux cycles sédimentaires distincts. Le premier (Eocambrien), peut être considéré comme la fin de l'époque infracambrienne de P. Pruvost et parallélisé avec le Keweenaw ou le Beltien, c'est-à-dire avec les formations subsidentes en continuité de sédimentation avec le Géorgien. On a pris l'habitude de l'inclure dans le Géorgien, sous l'appellation de premier cycle sédimentaire géorgien ou de cycle des « calcaires inférieurs ».

La série des calcaires inférieurs n'est connue que dans le Domaine de l'Anti-Atlas. C'est la première transgression marine postérieure au Précambrien III.

Venant du NW, elle s'est faite en deux poussées successives. La première a déposé la *série de base*, qui comporte d'abord des calcaires sombres, bruns (0 à 20 m), débutant souvent par un niveau conglomératique ou bréchique, puis des schistes verts (70 à 80 m). Cette première poussée transgressive a pris en écharpe l'Anti-Atlas occidental. Elle n'a pas atteint le massif du Bas Dra, à l'E. On ne la connaît pas non plus au-delà de Taliouine. Par contre, elle a recouvert les massifs d'Ifni (partiellement), du Kerdous, ainsi que les massifs occidentaux de la dorsale anti-atlasique, à l'W de la transversale de Taliouine. La Tagragra d'Akka fut aussi submergée, tout au moins partiellement. De nombreuses îles s'élevaient dans cette première mer géorgienne. En effet, sur les bords des massifs quartzitiques, les calcaires de base deviennent lenticulaires, puis disparaissent et les schistes s'amincissent. On y connaît aussi une petite fosse de subsidence : dans la région d'Anzi les calcaires de base atteignent 200 m et les schistes 150 m. Un niveau de grès grossiers feldspathiques, qui apparaît au milieu de ces schistes (bordure W du massif du Kerdous), indique des émersions locales dues peut-être encore à de légers mouvements posthumes.

La deuxième poussée de la transgression correspond aux *calcaires inférieurs* proprement dits. La mer a recouvert alors la majeure partie de l'Anti-Atlas. Sa limite, qu'on peut suivre pas à pas, passe au S d'Ouarzazate (Tiouine, Aït Saoun) de sorte que le Sarhro reste émergé. Au N d'Agdz, la transgression n'a pas dépassé le Dra. Cependant, plus au S, elle

a avancé bien au-delà de Zagora. Son extension au SE et au S n'est pas connue, car on y manque d'affleurements. Mais on retrouve la limite SW de la mer dans la région d'El Aïoun du Dra ; elle traverse ici le massif du Bas Dra. En gros, la direction du vaste golfe des calcaires inférieurs est ougartienne. Il semble d'ailleurs s'orienter dans la direction de la chaîne d'Ougarta.

A l'W, cette première étendue marine s'ouvrait sur l'Atlantique. Nous ne savons pas ce qu'elle devenait au N, dans le Bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas. On peut suivre les calcaires inférieurs sur le pourtour SW du Bloc oriental. Ils sont encore bien développés dans l'Agoundis, puis s'effilent et disparaissent sur le pourtour du massif d'Ouenkrim (L. Neltner). Que deviennent-ils de l'autre côté du fossé du N'Fis ? Nous verrons que la série géorgienne est constituée ici de puissants complexes schisto-calcaires et schisteux. Dans l'état actuel de nos connaissances, il est impossible d'y reconnaître les calcaires inférieurs ou leur correspondant plus ou moins schisteux.

Avec les calcaires inférieurs, le régime subsident commence à fonctionner dans la partie NW de la chaîne. Dans les gorges de l'Oued Adoudou (E du plateau des Akhsas), les calcaires inférieurs atteignent 3 000 m d'épaisseur. Dans la partie inférieure de la série, des schistes verts s'intercalent ici entre des bancs ou des faisceaux de bancs calcaires. Cette puissance anormale diminue assez rapidement, autant vers le N que vers l'E et le S. Ainsi, il n'y a plus qu'environ 500 m de calcaires à Tata, 150 à Bou Azzer. Cependant, dans le Sous, leur puissance reste considérable (de l'ordre de 1 000 m). Vers l'E, en dehors des limites de la poussée transgressive de la série de base, les calcaires inférieurs sont souvent précédés par des conglomérats et des grès. On peut parfois observer, à leur contact avec les calcaires, l'imbrication des niveaux calcaires dans les conglomérats et leur disparition progressive en biseau (synclinaux de Taltfraout et d'Irhels dans l'Anti-Atlas central). L'avancée de la transgression se faisait donc lentement et d'une façon saccadée. De même, des niveaux de schistes roses ou violacés apparaissent au sein de la série (Tata, O. el Kaabia). D'ailleurs, c'est au milieu de pélites rouges que les derniers bancs des calcaires inférieurs s'effilent le long des limites du golfe.

L'activité volcanique, si intense au Précambrien III, se continue localement pendant le dépôt des calcaires inférieurs. Un centre volcanique fonctionne dans la région d'Alougoum (flanc S de l'Anti-Atlas central) pendant toute la durée du cycle. Son appareil volcanique montre un massif grenu, constitué d'une syénite formée essentiellement d'orthose, parfois albitisée, d'augite verte et d'une amphibole brune polychroïque (kataforite?). Il est entouré d'une vaste auréole de trachytes massifs. Ses coulées, d'abord andésitiques et basaltiques, puis trachytiques, accompagnées de matériel de projection, s'étalent à plusieurs dizaines de kilomètres du volcan et s'intercalent à plusieurs reprises dans la série des calcaires inférieurs (3 à 5 intercalations suivant les endroits). Une de ces coulées (andésites de base) a atteint au N le Tifernine et la route d'Ouarzazate à Agdz.

Un autre centre volcanique, moins bien connu, semble avoir fonctionné sur la bordure W du Bloc oriental (L. Neltner, J. Dresch).

Les calcaires inférieurs contiennent des Stromatolites. Les *Collenia* abondent, surtout dans les faciès réduits, côtiers et subcôtiers. On ne les rencontre pratiquement plus dès que la puissance de la série augmente. Ces *Collenia* se distinguent nettement des Stromatolites du Précambrien III.

b) **La série régressive lie-de-vin et la transgression du Géorgien proprement dit** (Planche 3)

Le premier cycle sédimentaire se termine par une régression très générale, qui semble être rapide et concomitante dans toute la chaîne. La mer se retire dans la partie NW de l'Anti-Atlas et le Sous occidental : les bordures N d'Ifni et NE du Kerdous montrent des séries calcaires continues, sans interruption entre les calcaires inférieurs et les formations géorgiennes qui les surmontent.

Toute la partie émergée de la chaîne fut recouverte par des formations continentales de la série lie-de-vin (280 m à Bou Azzer, près de 500 m à Tata). Ce matériel sédimentaire venait du NE et on arrive à établir des zones successives, orientées en gros NW–SE, et caractérisées, du NW au SE : d'abord par des grès et conglomérats (E du Tifernine, S du Sarhro) ; puis uniquement par des grès (grès de Tikirt au S d'Ouarzazate), dans lesquels apparaissent progressivement des niveaux de pélites (partie médiane de l'Anti-Atlas central, chaînon d'El Graara) ; enfin uniquement par des schistes et pélites (Taliouine, E de Tata). Un niveau gréseux, situé près de la base de la série, avance le plus loin à l'W : il s'approche de Tata au S, ceinture les synclinaux du plateau à l'W, de Kourkouda (Zaouia Ihouana) au N.

Les termes transgressifs du deuxième cycle partent de la partie NW de la chaîne, à l'encontre des formations continentales venant de l'E et du NE. On arrive à reconstituer pas à pas cette lutte des deux faciès. La composante de ce va-et-vient continu, qui se joue sur plus de 500 m d'épaisseur (500 m à Tata, 650 m dans le Sous), est la grande transgression géorgienne (deuxième cycle sédimentaire géorgien). Les zones isopiques des formations marines s'orientent en gros NE–SW et recoupent les zones isopiques des formations continentales.

Les influences continentales vont le plus loin, à la base de la série lie-de-vin. La zone des oscillations transgressives, large de 30 à 50 km, s'étale alors de la région de Bou Izakarn à celle de Taroudannt. Une avancée transgressive plus importante s'échappe ensuite. Elle atteint Tata au S, Taliouine au N. La zone des oscillations transgressives se déplace alors vers le SE et affecte la région qui englobe la Tagragra d'Akka, le synclinal d'Issafèn et, au N, le Sous oriental. Une deuxième échappée transgressive, qui se situe près du sommet de la série, atteint Akka Irhèn et Agadir Melloul. A sa suite, la zone des oscillations transgressives se porte dans la partie occidentale de l'Anti-Atlas central (synclinal d'Imi n'Tatelt au NE de Tata).

Enfin, la dernière manche de ce jeu transgressif semble se produire d'une façon plus progressive. La mer recouvre peu à peu la presque totalité de la chaîne. Cependant, ce sont les niveaux de plus en plus récents qui

sont transgressifs à l'E. Nous verrons plus loin que la série du deuxième cycle géorgien comporte plusieurs complexes successifs : calcaires supérieurs, série schisto-calcaire, schistes et grès terminaux. Or la distinction des calcaires supérieurs devient difficile à l'E de la transversale de Bou Azzer. Au-delà (Sarhro occidental), c'est la série schisto-calcaire, déjà fort réduite, qui est directement transgressive sur la série lie-de-vin. Elle se réduit de plus en plus et les bancs calcaires disparaissent l'un après l'autre en allant au NE (environ 30 m seulement au N de N'Kob). Enfin, autour de la terminaison NE du Sarhro, le Géorgien n'est plus représenté que par quelques bancs de calcaires dolomitiques, intercalés dans des schistes et des grès, et surmontés de grès attribuables à sa série terminale. Cependant, il semble que l'axe de la transgression se situe plus au S, où des terrains plus récents nous empêchent de la suivre. En tous cas, autour (N) de l'Ougnat, le Géorgien peut disparaître complètement et c'est la série acadienne qui recouvre directement le Précambrien (L. Clariond). Enfin, on ne connaît que des grès géorgiens dans la petite boutonnière de la Gara El Anes située à l'E du Tafilalt et à moitié recouverte par la hammada.

Dans le massif du Bas Dra, on retrouve sensiblement la même succession, mais sur une échelle plus réduite : les zones isopiques successives y sont moins larges et moins individualisées, et les apports continentaux moins abondants qu'à l'E.

Au N, sur le flanc W du Bloc oriental, la succession des faciès est moins bien connue. La série lie-de-vin est bien représentée dans l'Agoundis (L. Neltner). D'après les dessins de J. Dresch, elle est ici subdivisée en deux ou trois complexes par des intercalations calcaires du type de celle de Tata. Plus au N, dans les flancs de l'Ouenkrim, les calcaires inférieurs s'effilent et la série lie-de-vin se confond, comme au S du Sarhro, avec les dernières formations continentales du Précambrien III. Les calcaires du deuxième cycle sédimentaire géorgien avancent plus loin. Sur le pourtour du massif andésitique précambrien III du Toubkal–Likoumt, le Géorgien débute par une série schisto-calcaire peu épaisse, surmontée directement par des schistes attribuables à la série terminale du Géorgien (L. Neltner). Les calcaires géorgiens ne dépassent pratiquement pas la transversale de l'Oukaïmeden.

Comme dans les faciès côtiers des calcaires inférieurs, les *Collenia* abondent dans les intercalations calcaires des schistes lie-de-vin, c'est-à-dire dans les zones que nous avons appelées les zones d'oscillation de la transgression.

c) **Le cycle sédimentaire du Géorgien sensu-stricto** (Planche 4)

Nous venons de voir que la grande transgression du deuxième cycle sédimentaire cambrien, ou du Géorgien *sensu stricto*, a recouvert la majeure partie de la chaîne anti-atlasique. Au N, a subsisté une terre émergée qui comprenait une partie du Bloc oriental et vraisemblablement les flancs N du Sarhro et de l'Ougnat. A l'E, la limite de la mer n'a pas dépassé le Tafilalt. On ne peut pas reconstituer sa limite S, car le Géorgien du flanc S de

3

Schéma paléogéographique
la série régressive des schistes lie de vin
début de la transgression du Géorgien s.s.

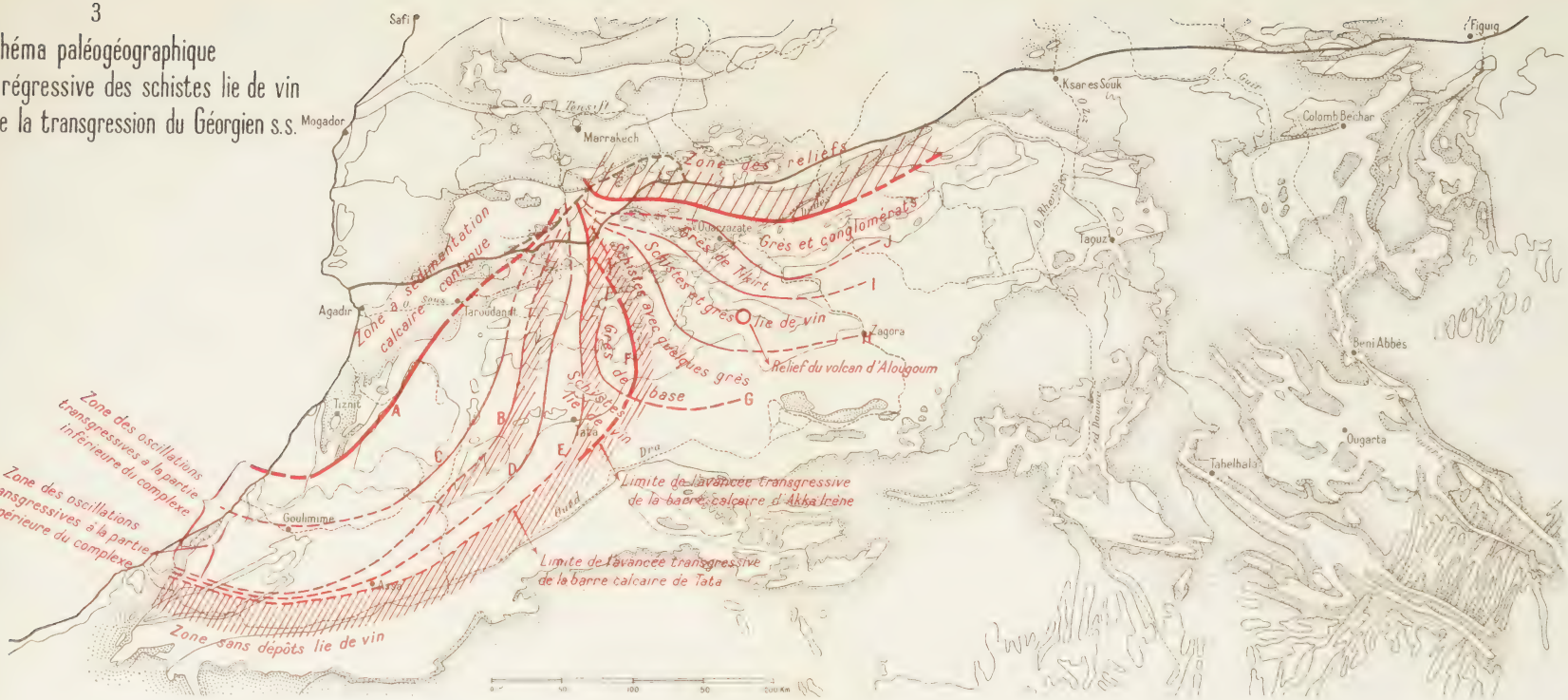
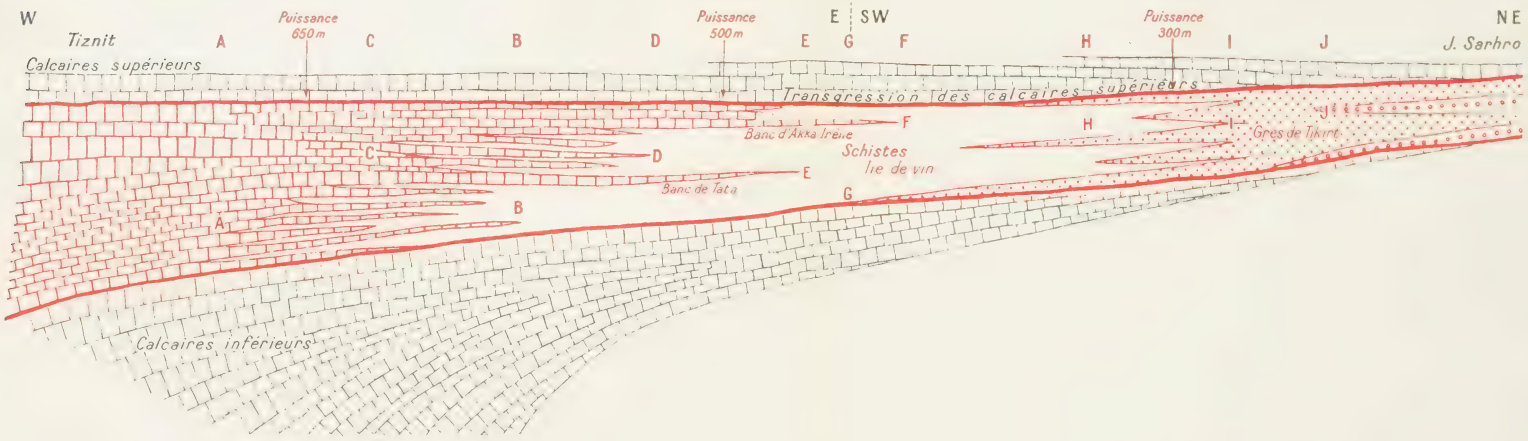


Schéma de répartition des faciès.



4

Schéma paléogéographique du cycle sédimentaire Géorgien s.s.

(Calcaires supérieurs, série schisto-calcaire)

(Série schisteuse, grès terminaux)

C — Zone très calcaire dans la série schisto-calcaire

E — Zone à calcaires scoriacés au sommet de la série schisto-calcaire

Zone des lentilles à Collenia de l'Atlas oriental

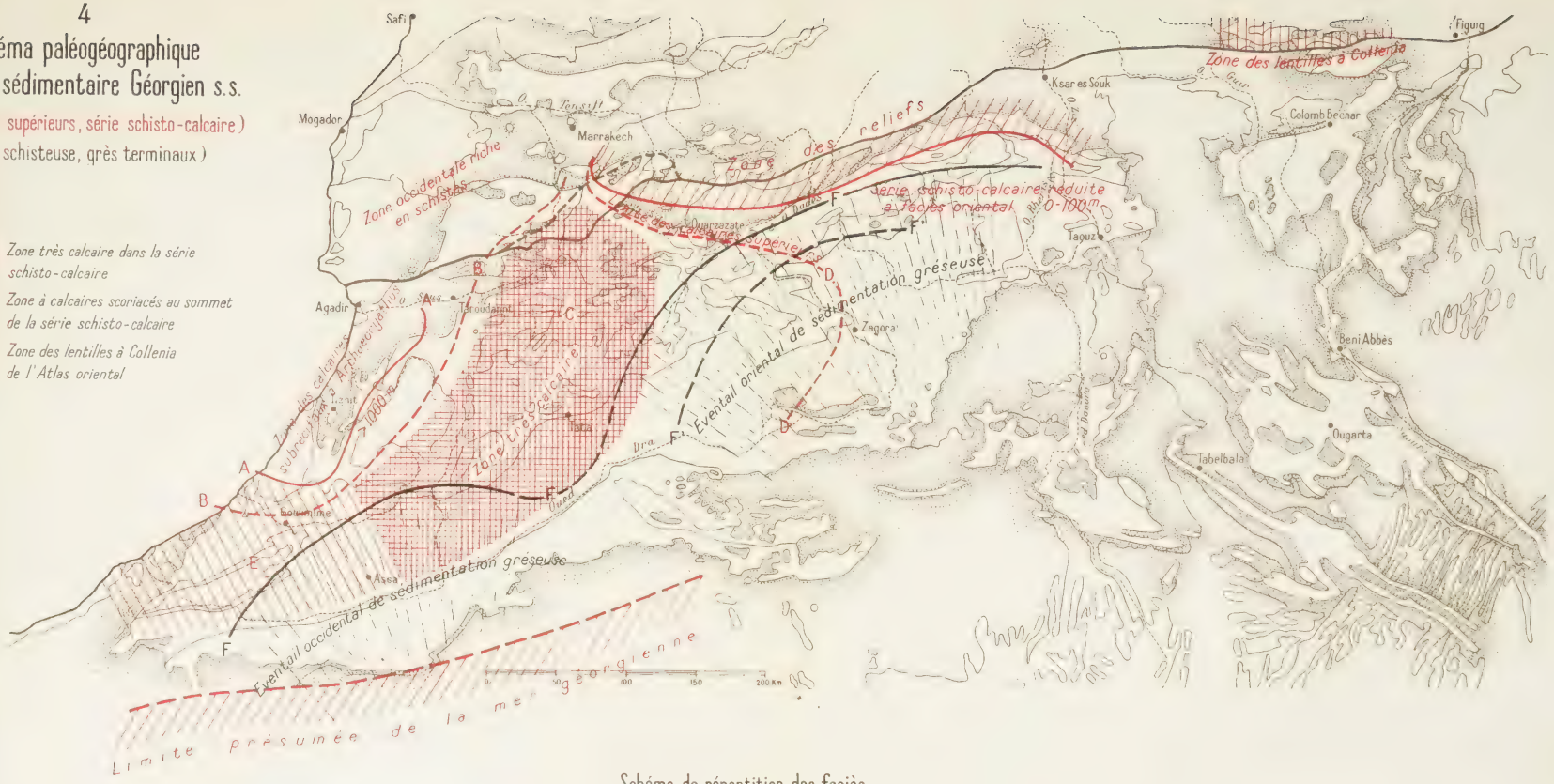
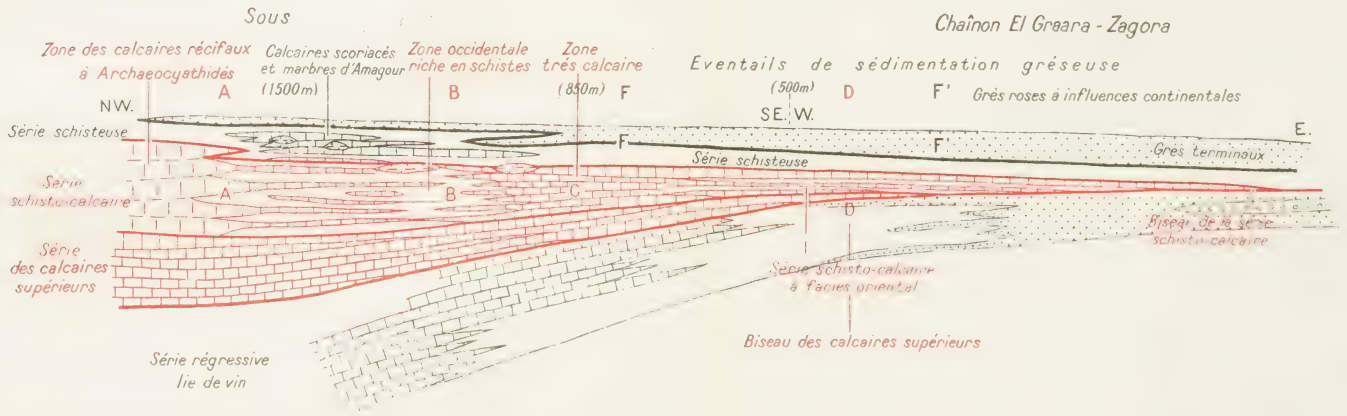


Schéma de répartition des faciès



l'Anti-Atlas plonge partout sous le Paléozoïque plus élevé des feijas. Il n'existe cependant pas sur le flanc S du Bassin de Tindouf, mais enveloppe entièrement le massif du Bas Dra (M. Alia Medina).

Les formations qui constituent le cycle sédimentaire géorgien *s.s.* peuvent être subdivisées en plusieurs complexes. Au-dessus du complexe lie-de-vin que nous venons d'étudier et qui, latéralement, passe à des formations marines, on observe (de bas en haut) :

1° Une *série calcaire* dite *calcaires supérieurs*, caractérisée par son allure massive et une patine chamois du calcaire. Elle est bien développée dans l'Anti-Atlas occidental, se réduit progressivement dans l'Anti-Atlas central et disparaît avant d'atteindre le Sarhro ;

2° Une *série schisto-calcaire* qui, de l'W à l'E, montre des faciès différents. Au NW, en bordure du Sous, elle est riche en niveaux schisteux (faciès occidental). Cette zone isopique occidentale passe, au S, SE et E, à des formations très calcaires, pauvres en niveaux schisteux. Par opposition aux calcaires supérieurs à patine chamois, les calcaires de la série schisto-calcaire sont caractérisés par une patine noirâtre qui tranche dans le paysage. Les calcaires à patine noire se développent dans l'Anti-Atlas occidental. Ses niveaux schisteux, réduits et peu apparents, peuvent cependant se développer localement. Tel est le niveau des schistes de Timoulay, qui se situe vers le sommet de la série, entre Bou Izakarn et l'Oued Tamanart (flanc S de l'Anti-Atlas occidental). Les niveaux schisteux prennent de nouveau de l'importance dans l'Anti-Atlas central (Aït Saoun, synclinal du Tamsift, Oued el Kaabia, Alougoum). C'est la série schisto-calcaire, à faciès oriental, d'épaisseur déjà bien plus réduite qu'à l'W. Enfin, le long du flanc S du J. Sarhro, où la série des calcaires supérieurs n'existe plus, la série schisto-calcaire se réduit de plus en plus, perd progressivement ses niveaux calcaires et se charge en intercalations gréseuses ;

3° Une *série schisteuse* peu puissante, mais très constante d'un bout à l'autre de la chaîne. Dans le Sous elle est envahie par un faciès spécial dit « calcaires scoriacés » que nous décrirons plus loin. La série schisteuse montre des colorations vertes ou grises caractéristiques. Des colorations violacées y accompagnent d'une part les calcaires scoriacés (Sous), y apparaissent d'autre part dans le chaînon d'El Graara–Zagora où elles traduisent des influences continentales. La série schisteuse détermine une dépression périphérique au pied des montagnes calcaires ;

4° Enfin la dernière série : les *grès terminaux*, série régressive par laquelle se termine le cycle sédimentaire du Géorgien *s.s.*, forme une crête continue, mais peu élevée, en avant des montagnes calcaires.

Les grès terminaux sont suivis par la puissante série des schistes acadiens. Cependant, dans le Sous (Amouslek), entre les grès terminaux et les couches contenant les premiers *Paradoxides*, s'intercalent encore 60 m de schistes à faune géorgienne (à Protolénidés) par lesquels débute le cycle sédimentaire acadien.

	Sous	Tata	Bou Azzer	Sarhro
4° Grès terminaux	175	150	175	env. 100
3° Série schisteuse avec ou sans calcaires scoriacés	400	100	75	50
2° Série schisto-calcaire	450	400	100	30
1° Calcaires supérieurs	425	225	75	—
	1 450	875	425	env. 180

Nous donnons ci-dessus les épaisseurs respectives de ces termes successifs. Comme pour les calcaires inférieurs, on retrouve une zone de subsidence en bordure du Sous. Dès qu'on s'en écarte, vers le S ou vers l'E, les épaisseurs de chaque terme se réduisent rapidement. En outre, conformément au mode de l'avancée de la transgression que nous venons d'étudier, la diminution des épaisseurs est surtout sensible pour les deux premiers termes (la puissance des calcaires supérieurs du Sous aurait pu être augmentée de 350 m, épaisseur de la partie supérieure de la série lie-de-vin, ici entièrement envahie par le faciès marin des calcaires lités). Par contre, l'épaisseur des deux termes supérieurs, dès qu'on s'éloigne du Sous, reste à peu près constante.

Les grès terminaux méritent une mention spéciale. C'est nettement une série régressive de fin de cycle. Dans l'Anti-Atlas central et le long du Jebel Sarhro, ils prennent une teinte fauve ou rose qui traduit des influences continentales. Cette régression, dont l'ampleur est difficile à établir, est contemporaine de légers mouvements tectoniques connus autant en Angleterre (Shropshire) qu'aux Etats-Unis (Green Mountains, dans les Appalaches).

Le maximum de puissance des grès terminaux caractérise la région d'Alougoum–Zagora (partie E de l'Anti-Atlas central) d'une part, celle du massif du Bas Dra d'autre part. Ailleurs, leur épaisseur subit peu de variations. Cependant, ils n'existent pas sur le flanc S de l'Anti-Atlas, dans la région N de Goulimine et de Bou Izakarn. La reconstitution de leurs courbes isopiques révèle l'existence de deux éventails de sédimentation, correspondant à deux zones d'apport de matériel sableux. L'un de ces collecteurs de matériel détritique se placerait assez exactement dans la direction de la chaîne d'Ougarta, l'autre déboucherait dans la région d'Assa et d'El Aïoun du Dra.

Le cycle sédimentaire du Géorgien *s.s.* est caractérisé par l'apparition des Archæocyathidés (découverts par J. Bourcart en 1926 à Aglou, près de Tiznit) et de Trilobites (découverts par J. Bondon et L. Neltner en 1933).

Les Archæocyathidés (*Archæocyathus*, *Coscinocyathus*, *Ethmophyllum*, *Metacyathus*, *Cyclocyathus*, *Spirocyathus*, *Protopharetra* etc...) abondent déjà dans les calcaires supérieurs. Les recherches récentes de R. Bourgin (bordure W de la plaine de Tiznit) ont montré leur présence dès les niveaux inférieurs de cette série. Il semble même qu'ils existent déjà

dans les calcaires lités qui envahissent ici la partie supérieure de la série lie-de-vin. Leur apparition est donc nettement antérieure à la biozone à Olenellidés. En effet, les Trilobites et notamment les Olenellidés (Mésonacidés), ne font leur apparition que dans la série schisto-calcaire. On les trouve dans les niveaux schisteux, tandis que les Archæocyathidés continuent à pulluler dans les niveaux calcaires qui s'épaississent d'ailleurs parfois en lentilles récifales. Dans la série schisteuse, les Archæocyathidés deviennent rares. On ne les trouve plus que dans des lentilles calcaires isolées, formant des reliefs au milieu des schistes (marbres roses d'Amagour). On les connaît le long de la bordure du Sous (au S de Taroudannt), dans l'Issafèn, et sur le flanc S de l'Anti-Atlas, entre Aneja et Ifrane. De telles lentilles récifales sont les dernières apparitions d'Archæocyathidés. On n'en trouvera plus dans les grès terminaux, ni dans la série schisteuse acadienne (comprenant à sa base le dernier niveau à Protolénidés).

Les Archæocyathidés sont abondants dans l'Anti-Atlas occidental. Ils sont particulièrement fréquents dans les régions W et NW (bordure des plaines du Sous et de Tiznit, région d'Aneja, de Bou Izakarn et d'Ifrane, bordure du massif Taïssa–Guir, etc.). Ils sont beaucoup plus rares dans l'Anti-Atlas central (gisement de Tizi n'Ghomane dans le synclinal de Tamsift, découvert par J. Bondon). Enfin, on ne les connaît pas encore dans l'Anti-Atlas oriental. Au N, dans le Bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas, ils sont aussi fréquents que dans l'Anti-Atlas occidental (L. Neltner, H. et G. Termier).

Aux calcaires à Archæocyathidés s'associe souvent un faciès spécial appelé « calcaires scoriacés », rappelant les marbres griottes du Dévonien. Ils sont formés de nodules arrondis de calcaire, dans une gangue silico-schisteuse. Cette dernière, sous l'action atmosphérique, reste en relief et donne cet aspect particulier de couches scoriacées. Les nodules montrent parfois une structure radiale et pourraient être d'origine organique.

Les calcaires scoriacés peuvent se développer dans la partie supérieure de la série schisto-calcaire. Ce faciès est très fréquent dans toute la partie SW de la chaîne anti-atlasique, en particulier le long de la bordure S du massif d'Ifni et sur le pourtour du massif des J. Taïssa–J. Guir. Vers l'E ils deviennent plus rares. On les rencontre encore dans l'Issafèn ; ils se terminent aux environs d'Akka.

Le même faciès peut envahir également la série schisteuse. Il est ici particulièrement développé le long de la bordure du Sous (Amagour–Amouslek). On les trouve également sur le flanc S de l'Anti-Atlas occidental. Vers l'E et le SE les calcaires scoriacés de la série schisteuse disparaissent plus rapidement que ceux de la série schisto-calcaire. Il semble qu'ils ne dépassent pas l'Issafèn.

Une telle répartition correspond sensiblement à la zone riche en Archæocyathidés, c'est-à-dire à la partie W et NW de la chaîne. D'ailleurs les dernières lentilles récifales (marbres roses d'Amagour), se développent précisément dans les niveaux des calcaires scoriacés. Il semble donc que ces deux faciès qui s'accompagnent mutuellement, soient liés génétiquement. Ils disparaissent quand les apports vaseux deviennent prédominants.

Par contre, vers l'W la série schisto-calcaire ainsi que, semble-t-il, une partie du complexe schisteux qui lui fait suite, passent latéralement à des formations récifales puissantes de calcaires bleus à Archæocyathidés. Ce passage peut s'observer à l'E d'Amouslek, notamment entre les séries à Trilobites d'Amouslek et la masse calcaire récifale du Tidsi (bordure du Sous). Les bancs calcaires de la série schisto-calcaire prennent ici progressivement de l'importance et les niveaux schisteux s'effilent et disparaissent. Le passage latéral des faciès se fait sur trois ou quatre kilomètres.

La zone de calcaires récifaux est limitée au SE par une ligne courbe, orientée NE–SW, de sorte qu'ils forment la bordure de Tidsi–Ikounka, puis reprennent au fond du « golfe » de Mirhert pour former la bordure du J. Inter et de la zone d'Ifni. C'est dans ces calcaires bleus que J. Bourcart a découvert les Archæocyathidés à Aglou (1927). Sa faune comprend : *Archæocyathus ajax*, *A. sellicksi*, *A. retesepta*, *Cyclocyathus trachealis*, *Coscinocyathus elongatus*, *C. calathus*, *Ethmophyllum profundum*, *Protopharetra rete*, *Coscinoptycha sp.*

TRILOBITES — L. Neltner a déjà essayé d'établir dans cette série des subdivisions stratigraphiques basées sur les Trilobites. Il a défini deux ensembles paléontologiques : les couches à Mésonacidés (Olenellidés) comprenant surtout la série schisto-calcaire (Amouslek) et les couches à *Protolenus* (zone de Comley) correspondant aux séries terminales (Amouslek, Issafèn). Malheureusement la variété de cette faune de Trilobites, ainsi que sa nouveauté par rapport aux faunes géorgiennes connues jusque là, a provoqué une série de confusions et de malentendus.

De nouvelles récoltes faites niveau par niveau par J. Abadie (1949-50), puis par P. Hupé (1952) et étudiées par ce dernier (1952), ont permis de lever ces malentendus.

La majorité des espèces qu'on rencontre dans l'Anti-Atlas sont des espèces nouvelles (créées par P. Hupé), se répartissant pour la plupart entre des genres nouveaux et même des familles nouvelles. Des représentants de la super-famille des *Olenellidæ* (*Olenellidæ*, *Daguinaspidæ*) voisinant avec des *Redlichiidæ* (*Neoredlichiidæ* en particulier), indiquent autant des influences européennes (atlantiques) qu'asiatiques (pacifiques). En outre, l'évolution des représentants des différents genres à travers la série stratigraphique a permis d'établir un premier essai de subdivision du Géorgien en niveaux paléontologiques. Toutefois les études continuent : leur but principal est d'établir une zonalité définitive et de l'étendre de la bordure du Sous (Amouslek Amagour, Tazemmourt, etc...), où se portait jusqu'à présent l'effort principal, à la totalité de l'Anti-Atlas, c'est-à-dire aux synclinaux internes, au flanc S de l'Anti-Atlas occidental et enfin à l'Anti-Atlas central et oriental.

Dans l'état actuel de nos connaissances, la stratigraphie des séries successives du Géorgien s'établit de la façon suivante :

1. Les calcaires supérieurs ne comportent pas de niveaux schisteux et par conséquent n'ont pas fourni de Trilobites.

2. La série schisto-calcaire a fourni de très belles faunes de Trilobites en bordure du Sous où les schistes sont largement développés. Ailleurs, où les calcaires prédominent sur les niveaux schisteux, les conditions semblent être nettement défavorables à la présence de Trilobites.

Dans la série schisto-calcaire du Sous (de Tazemmourt à Amouslek), trois niveaux à Trilobites ont pu être dénombrés :

Le premier est caractérisé par *Fallotia tazemmourtensis* et des *Pararedlichia* (*P. subtransversa*, *P. pulchella*, *P. rochi*). Il a fourni, en outre, un certain nombre de Trilobites appartenant soit au genre *Fallotia* (*F. plana*), soit à d'autres genres voisins (*Bigotinops dangeardi*).

Le deuxième niveau comporte essentiellement des *Daguinaspidæ* du genre *Choubertella* (*Ch. spinosa*, *Ch. crassioculta*, *Ch. lata*). Certaines *Fallotia* (*F. planospisnoa*, *F. longa*) s'y associent. Cependant, on n'y connaît pas encore de *Redlichiidæ*.

Ces deux premiers niveaux sont relativement peu puissants, ils sont particulièrement bien développés à Tazemmourt (récoltes de J. Abadie).

Par contre, le troisième niveau est très puissant et très largement développé de Tazemmourt à Amouslek. On le retrouve également le long de la bordure E de la plaine de Tiznit (récolte de L. Neltner et de R. Bourgin). Ce niveau est caractérisé par *Daguinaspis ambroggii* et une nouvelle explosion de *Redlichiidæ* évoluées avec une belle série de *Resserops* (*R. uncioculatus*, *R. brevilimbatus*, *R. rudemmæ*, *R. falloti*) accompagnés par *Neoredlichia latigena*, *Abadiella meteora*, *Marsaisia robauxi*, *Despujolsia rochi* Neltner et Poctey. Il s'y ajoutent *Pruvostina nicklesi*, ainsi que des *Fallotia*, notamment *F. longispina* à la base et *F. typica* au sommet.

Ces trois premiers niveaux, qui caractérisent la série schisto-calcaire, n'ont pas pu être reconnus dans l'Issafèn, où cette série est presque entièrement envahie par le faciès calcaire (calcaires à patine noire).

3. La série schisteuse débute par le niveau à *Antatlasia* (*A. hollardi* et *A. bourgini*), dont les glabelles couvrent des plaques entières. On la connaît autant dans le Sous (Amouslek) que dans l'Issafèn. Des *Hebediscus attleborensis* et quelques autres formes les accompagnent.

Les niveaux suivants se partagent la moitié supérieure de la série schisteuse. Ils sont peu ou pas fossilifères à Amouslek (Sous), car les calcaires scoriacés y sont trop développés. Par contre, ils sont très beaux dans l'Issafèn où ils ont été découverts par L. Neltner. On reconnaît ici deux niveaux fossilifères séparés par des calcaires scoriacés.

Le premier est caractérisé par des *Neltneria* (*N. termieri*, *N. jacqueti* Neltner et Poctey), accompagnées de *Pruvostinoides angustilineatus*, *Strenuella* cf. *rasetti* etc...

Le deuxième, qui peut être appelé niveau à *Saukiandaidæ*, a fourni des *Gigantopygus*, très beaux Trilobites de grande taille voisins d'*Eops eo* Richter (*G. bondoni*, *G. papillatus*), des *Saukianda andalousiæ* Richter, ainsi que des formes nouvelles telles que *Longianda richteri*, *Pseudosaukian-*

da lata etc... Ces formes qui dérivent des Redlichidés marquent une troisième explosion de ce groupe.

4. Les grès terminaux n'ont pas fourni de Trilobites. Cependant, le faciès gréseux débute un peu plus tard dans le Sous et dans la partie N du synclinal d'Issafèn, que dans les régions plus méridionales. Aussi, le dernier niveau à Trilobites de la série schisteuse qui se situe à l'extrême sommet des schistes et passe, au S, aux grès, date la base des grès terminaux. Ce niveau connu autant à Amouslek qu'au N de l'Issafèn, est caractérisé par une forme affine des *Protolenidæ*, la *Termierella* (*T. latifrons*, *T. lata*) accompagnée des dernières *Saukianda*. C'est vraisemblablement à ce niveau que se situent aussi les *Protolenidæ* vraies, comme *Collyrolenus staminops*, *Homatolenus continuus*.

5. Enfin les 60 m de schistes qui, dans le Sous (Amouslek), précèdent la série acadienne, comportent deux niveaux assez bien distincts.

Le premier est extrêmement riche en *Myopsolenus magnus*, un Protolénidé de grande taille (= *P. elegans* Neltner et Poctey).

Le deuxième a fourni à Amouslek (Sous) des débris de *Kingaspidoides*, ce qui permet de le paralléliser avec la célèbre « brèche à *Micmacca* » des auteurs dont nous reparlerons plus loin. Dans l'Anti-Atlas central et oriental, cette brèche a fourni une faune abondante et variée (Ourika n'Ourmast, flancs S du Sarhro, Tirhermt n'Tagmout), caractérisée par des *Kingaspis*, confondus jusqu'à présent avec les *Micmacca* et les *Strenuella* (*K. campbelli* King, *K. armatus*, *Kingaspidoides alatus*, *K. brevifrons*) accompagnés de *Bondonella typica*, *Hebediscus attleborensis*, *Cobboldia pulchra* (récoltes de J. Bondon). Les *Palæolenus* (*P. campbelli*), décrits par H. et G. Termier, proviennent du même niveau (récoltes de F. Permingeat).

A Amouslek, ce dernier niveau géorgien est recouvert directement par un niveau gréseux, résistant, de couleur gris violacé, contenant des Paradoxidés et des *Hartschillia* (*H. inflata*).

Ainsi, les séries géorgiennes du Sous et de l'Issafèn permettent de définir neuf niveaux à Trilobites : les trois premiers caractérisent la série schisto-calcaire, les trois suivants se partagent la série schisteuse, le septième correspond à la base des grès terminaux, enfin les deux derniers marquent le début de la transgression acadienne. Peut-on d'ores et déjà considérer ces niveaux comme des zones paléontologiques bien définies ? D'après P. Hupé, les caractères évolutifs de ces faunes successives permettent de le présumer. La large répartition de certaines d'entre elles (par exemple la faune à *Daguinaspis* et *Resserops*) milite dans le même sens. Il semble cependant qu'il soit préférable d'attendre le résultat des recherches en cours pour se prononcer définitivement.

COLLENIA — Signalons, pour terminer avec les faunes du Géorgien, que des *Collenia* peuvent être abondantes autant dans les calcaires supérieurs que dans les niveaux calcaires de la série schisto-calcaire. On les trouve dans les zones bordières de la mer géorgienne, où l'épaisseur des séries

se réduit notablement. La forme de ces concrétions d'Algues est nettement différente de celle des Stromatolites des calcaires inférieurs.

Pendant le dépôt des calcaires inférieurs, de la série régressive lie-de-vin, ainsi que des calcaires supérieurs, l'Anti-Atlas était soumis, comme au Précambrien III, aux climats rubéfiants chauds. Cela peut expliquer l'importance de la sédimentation calcaire. Avec la série schisto-calcaire, des couleurs vertes réapparaissent et les faciès calcaires se réduisent. Des passées violacées bariolent encore la série schisto-calcaire du Sous ; elles ne disparaîtront complètement que dans l'Acadien. On assiste, semble-t-il, à la fin du Géorgien et au début de l'Acadien, à un passage progressif des climats rubéfiants aux climats tempérés ordinaires qui caractériseront la sédimentation acadienne et ordovicienne.

Le Géorgien du Massif ancien du Haut Atlas est moins connu que celui de l'Anti-Atlas. Nous avons vu que sur le flanc W du Bloc oriental, notamment dans l'Agoundis, ce sont encore des séries du type anti-atlasique, qui diminuent rapidement d'épaisseur vers le N et le NE. Dans le Bloc occidental, par contre, on passe à des formations puissantes formées d'alternances de lits calcaires et de schistes. Elles se développent autour du granite du Tichka et sont ici légèrement métamorphisées. Cette série est évaluée par L. Neltner à plus de 1 000 m d'épaisseur. Elle a fourni des Archæocyathidés au S de l'Erdouz. Il semble que cette épaisse série surmonte des schistes qui pourraient représenter les calcaires inférieurs.

Les puissances élevées des séries géorgiennes de la partie NW de l'Anti-Atlas occidental et du Bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas posent la question de la naissance et de l'individualisation du géosynclinal calédonien qui, comme nous le verrons plus loin, occupe, dès l'Acadien, toute la partie méridionale du Domaine atlasique et déborde au SW dans le Sous. La partie centrale de la fosse de subsidence des calcaires inférieurs est limitée à la région S de Tiznit (Akhsas – Errha). Au Géorgien *s.s.* le maximum de puissance semble caractériser le Bloc occidental d'une part, la bordure S du Sous de l'autre. Cependant nous ne savons pas si la mer géorgienne a recouvert le Domaine atlasique en dehors de la partie occidentale. La fosse de subsidence du Géorgien n'avait donc pas encore l'allure et la forme du futur géosynclinal calédonien.

Ainsi, à l'extrémité orientale du Domaine de l'Anti-Atlas, en bordure du massif du Précambrien III de Bou Khaïs (Talzaza), on attribue au Géorgien des calcaires apparaissant à la base de la série paléozoïque (N. Menchikoff). Un peu plus au N, dans la région d'Aïn Chaïr–Zelmou–Safsaf, située déjà dans le Domaine atlasique, ces calcaires forment des lentilles récifales à *Collenia* (G. Choubert, R. du Dresnay, J. Hindermeyer). Ces récifs sont puissants et bien développés au voisinage du bord africain, mais deviennent rares et de moins en moins importants à mesure qu'on s'en éloigne. Signalons pour terminer que R. du Dresnay vient de découvrir une belle faune du Géorgien terminal à la base des schistes paléozoïques de ces régions orientales. Il semble donc, qu'ici comme ailleurs, la transgression acadienne débute avec les derniers niveaux géorgiens.

B — ACADIEN (Planche 5)

L'Acadien est largement répandu tout le long de l'Anti-Atlas. Il y enveloppe la chaîne montagneuse formée du Géorgien et du Précambrien. Dans l'Anti-Atlas occidental, les schistes dits « schistes à *Paradoxides* » forment le soubassement des premières feijas (Feija Foukania), bordées à l'extérieur par la crête gréseuse du Tabanit, formée de « grès à *Conocoryphe* » ou « grès à Lingules ». Dès l'Anti-Atlas central, les grès à *Conocoryphe* se développent au détriment des schistes à *Paradoxides* de sorte que, dans l'Anti-Atlas oriental, l'enveloppe acadienne fait partie de la zone montagneuse axiale.

Dans le Haut Atlas, l'Acadien est connu sur les deux extrémités du Bloc oriental. Le géosynclinal calédonien s'est individualisé, semble-t-il, dès le début du cycle sédimentaire acadien, aussi, dès qu'on pénètre dans le Domaine atlasique, l'Acadien devient entièrement schisteux et augmente de puissance. Ainsi, dans le Bloc occidental, il fait partie des énormes séries schisteuses cambro-ordoviciennes. L'Acadien existe aussi dans la boutonnière de Skoura (E. Roch) et, à l'E, sur le pourtour du massif du Bou Kaïs (J. Tibalicine).

L'Acadien est donc largement transgressif par rapport au Géorgien. La mer acadienne a recouvert tout le Domaine de l'Anti-Atlas et s'étalait, au N, sur le Domaine atlasique. Au S, la limite de la mer reste imprécise. Il n'y a pas d'Acadien le long du flanc S du bassin de Tindouf. Dans la chaîne d'Ougarta, ce sont les puissants grès ou quartzites à Tigillites, considérés comme continentaux. Il semble que des niveaux à Lingules, traduisant des influences marines, y apparaissent localement (N. Menchikoff).

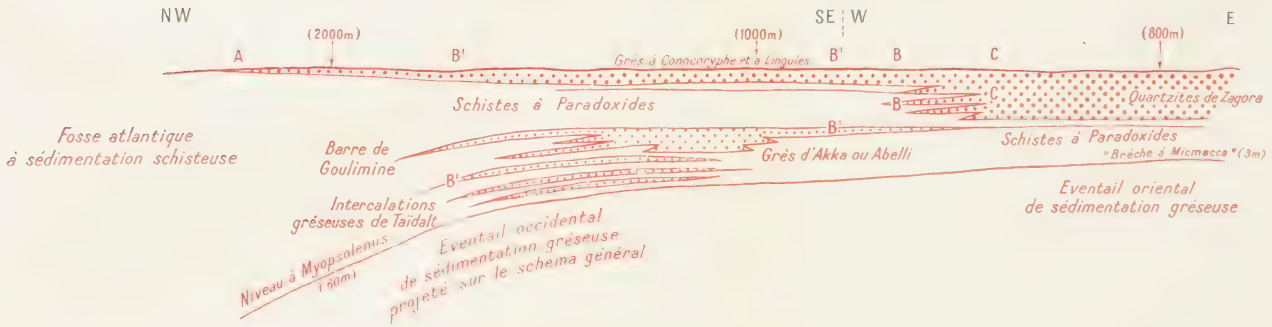
Nous avons vu que dans l'Anti-Atlas le cycle sédimentaire géorgien se termine par des grès régressifs de la série terminale. La transgression acadienne qui leur fait suite débute par des niveaux contenant encore les dernières faunes du Géorgien. Dans le Sous, ce sont les derniers 60 m de schistes à *Protolenus* et *Kingaspis* qui s'intercalent entre les grès terminaux du Géorgien et les premières couches à *Paradoxides*. Ce niveau est très constant dans l'Anti-Atlas central, ainsi que le long du Sarhro et de l'Ougnat. Il apparaît ici sous le faciès d'un calcaire noir à débris de Trilobites, plus connu sous le nom de « brèche à *Micmacca* » (L. Clariond). Des schistes roses ou violacés l'accompagnent parfois. Nous avons étudié sa faune dans le paragraphe consacré au Géorgien. D'après L. Clariond, ce niveau est directement transgressif sur le Précambrien III au N de l'Ougnat. L. Neltner et M. Gigout ont décrit la même disposition sur le pourtour du J. Bou Ourhioul (Bloc oriental). Ici, c'est un calcaire rose, bréchoïde et lenticulaire, qui fournit tantôt une faune terminale du Géorgien, tantôt déjà des éléments acadiens. Il semble qu'une disposition semblable s'observe à l'extrême E, sur le pourtour du massif du Bou Kaïs, près de Talzaza (R. du Dresnay). On peut donc admettre que, d'une façon générale, la transgression acadienne a débuté à l'extrême fin du Géorgien.

Au-dessus de ce niveau transgressif s'empile la série puissante et monotone de schistes verts à *Paradoxides*. Elle a de 500 à 1 000 m d'épaisseur

5

Schéma paléogéographique de l'Acadien

Schéma de répartition des faciès



dans l'Anti-Atlas occidental ; certainement plusieurs milliers de mètres dans le Bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas, dans le géosynclinal calédonien. Enfin, nous avons vu que son épaisseur tombe à quelque 100 ou 200 m sur le pourtour du Sarhro et de l'Ougnat, par suite du large développement des grès qui la surmontent.

Les points fossilifères sont rares. Ils deviennent plus fréquents à l'E de la chaîne. La faune est assez monotone et appartient à l'Acadien moyen : *Paradoxides bohemicus*, *P. mediterraneus*, cf. *Strenuella* etc...

Ces schistes sont suivis par des grès ou des quartzites à *Conocoryphe* et à Lingules, qui ont 100 à 150 m dans l'Anti-Atlas oriental. Les grès à Lingules appartiennent également à l'Acadien moyen : *Conocoryphe sulzeri*, *Couloumania heberti*, *C. brevirostris*, *Paradoxides mediterraneus*, *Bailiella levyi*, *Ctenocephalus coronatus*, *C. antiquus*, *Camaraspis onyx*, *Strenuella* sp., *Hartschillia* sp. (faune déterminée par Mme G. Termier).

Comme les grès terminaux du Géorgien, ils représentent une série de fin de cycle qui amorce une régression très importante. En effet, on ne connaît dans l'Anti-Atlas (ni dans le Maroc tout entier), ni Acadien supérieur, ni Trémadoc, ni Arenig inférieur (Skiddavien). La mer ne reviendra qu'au milieu de l'Arenig. Cependant, le climat rubéfiant a été remplacé depuis longtemps par des climats tempérés, aussi la grande lacune de la fin de l'Acadien n'est soulignée par aucun dépôt continental rouge.

La régression de la fin de l'Acadien et la longue lacune qui précède la transgression ordovicienne correspondent à l'ensemble de mouvements cadomiens de Normandie et de Bretagne (qui se placent à la fin de l'Acadien) et de la phase tectonique sarde qui date du Trémadoc. Il ne semble pas que ces mouvements aient provoqué de plissements dans l'Anti-Atlas.

On doit cependant leur attribuer l'activité volcanique, fort intense localement, qui se place entre l'Acadien et l'Ordovicien. Le principal centre de cette activité se trouve sur le pourtour SE et E de l'Ougnat. Tout un ensemble volcanique comportant un grand nombre de pointements et de massifs doléritiques et basaltiques, accompagnés de produits de projections, telles que cinérites et brèches, s'étale ici sur un arc de cercle de près de 40 km de long et jusqu'à 15 km de large (L. Clariond, J. Gubler). On peut le mieux les étudier dans les pentes du J. Siguit et dans le massif de Tourtit qui, au droit du Tizi n'Ouchchene, bordent au N la piste de Mecissi à Erfoud.

Tout récemment, M. de Koning vient de mettre en évidence un autre centre éruptif de ce genre à l'extrémité SW du Bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas.

Les grès à *Conocoryphe* et à Lingules n'existent pas dans le géosynclinal calédonien (Bloc occidental). Ils semblent faire également défaut dans le Sous qui devait être inclu dans ce géosynclinal. On les voit apparaître timidement dans le Sous occidental (SW d'Ikounka), mais ils sont déjà bien développés au pont de l'Oued Massa, où ils ont été observés par L. Gentil. Parfois, ils se recouvrent d'une patine ferrugineuse rousse (Assaka, sur la piste de Tiznit au Kerdous). Dans la région de Goulimine, ils revêtent un faciès quartzitique.

Nous avons vu qu'à partir de l'Anti-Atlas central (Alougoum, synclinal de Tamsift entre Bou Azzer et Agdz) les grès à *Conocoryphe*, s'épaississent au détriment des schistes à *Paradoxides*. On observe d'abord l'apparition de niveaux gréseux dans les schistes, peu à peu ils augmentent d'épaisseur, pour se fondre enfin en une série de 400 à 500 m de grès et de quartzites (Zagora, Tazzarine).

Nous avons déjà observé un phénomène analogue avec les grès terminaux du Géorgien. A la fin du cycle acadien, dans la région du Coude du Dra, se forme à nouveau un éventail de sédimentation gréseuse venant du SE. C'est encore une fois la zone qui, plus tard, sera occupée par la chaîne d'Ougarta, qui fournissait le matériel détritique.

Ce phénomène, qu'on peut suivre pas à pas dans l'Anti-Atlas oriental, semble avoir lieu également à l'extrémité occidentale de la chaîne. En effet, dans la région du Bas Dra, de part et d'autre du massif du Guir–Taïssa, on compte 5 ou 6 intercalations gréseuses dans les schistes à *Paradoxides*. Elles se terminent en biseau vers le N. Ainsi à Goulimine on n'observe plus qu'une seule barre. On peut la suivre vers l'E jusqu'à la transversale d'Akka. Elle se développe largement au droit de Foum el Hassane. Ce sont ici des grès verts, couronnés par une couche de grès blancs caractéristique. Il est probable qu'au S, ces grès se développent et finissent, comme à l'E, par se fondre avec les grès à *Conocoryphe* en une seule masse gréseuse.

Ainsi se précise un deuxième éventail de sédimentation gréseuse débouchant de la région située au S de l'Anti-Atlas occidental. Nous l'avons déjà noté pour les grès terminaux du Géorgien. Comme celui de l'E, débouchant de la chaîne d'Ougarta, l'éventail des grès acadiens de l'W semble être bien plus important qu'à la fin du Géorgien.

Le matériel détritique acadien est également assez important dans la région de Tiznit, où, le long du synclinal de Tachilla–Mersinine, les schistes à *Paradoxides* comportent plusieurs barres gréseuses. Il est difficile pour le moment de préciser l'origine de ce matériel.

C — ORDOVICIEN (Planche 6)

Dans le Domaine de l'Anti-Atlas, l'Ordovicien constitue les feijas externes (Feija Tahtania) et le Bani. Il joue, en outre, le rôle prédominant dans les montagnes des Aït Atta, entre le Dra et le Tafilalt. Les chaînes d'Ougarta et de Tabelbala sont également en grande partie ordoviciennes. Enfin, la transgression ordovicienne a dépassé au S le bassin de Tindouf : chaîne des Oumat au S de Fort Trinquet (Bir Moghrein), région d'Aouïnet Legra. Elle est ici cependant au bout de sa course et, par places, on peut observer la terminaison en biseau des formations ordoviciennes contre les granites d'Yetti Karett.

Comme la transgression acadienne, celle de l'Ordovicien a recouvert le Maroc dans un laps de temps très court. Chaque fois qu'on arrive à dater la base de l'Ordovicien, on retrouve sensiblement le même niveau. Dans

l'Anti-Atlas, notamment au Jebel Kissane, les couches de base fournissent des grands Trilobites de l'Arenig : cf. *Onchometopus volborti*, *Oggygia desiderata*, etc.. ; dans le Haut Atlas, à Skoura (E. Roch), la série débute par des couches à *Didymograptus nitidus* ; c'est également de l'Arenig moyen qu'on trouve à la base de l'Ordovicien de la Meseta (M. Gigout) ; enfin dans la chaîne d'Ougarta, A. Poueyto a signalé la présence de *Dichograptus octobrachiatus*, indiquant le même étage (W de Hassi Chaamba). C'est donc toujours un Arenig assez élevé qui fait suite à la lacune du Trémadoc et du Skiddaw. Nous avons vu que la transgression acadienne débutait également par un niveau constant, comprenant les derniers représentants de la faune géorgienne.

Cette rapidité des transgressions et des régressions des mers paléozoïques ne peut s'expliquer que par un aplanissement parfait de tout le Maroc. Autant le Domaine de l'Anti-Atlas que le Domaine atlasique sont parfaitement stables et horizontaux. Le moindre mouvement vertical, écho affaibli des mouvements tectoniques lointains, fait partir ou revenir la mer sur des centaines, voire des milliers de kilomètres. Aucune de ces transgressions ne montre de conglomérat de base. Souvent la série régressive se termine par des schistes et est recouverte en concordance absolue par d'autres schistes, semblables aux précédents, mais appartenant déjà à la série transgressive suivante. Le cas est particulièrement frappant sur la bordure du massif d'Yetti Karett, par exemple dans la chaîne des Oumat au N de Fort Trinquet (Bir Moghrein). Les schistes ordoviciens, couronnés de quartzites, viennent recouvrir ici directement des granites sans niveau détritique à leur base. Une telle rapidité de la transgression ordovicienne explique le terme de « Cambro-Ordovicien » applicable au géosynclinal calédonien, notamment au Bloc occidental, où l'Acadien ne comporte pas de barre terminale gréseuse. L'espoir subsiste cependant de trouver un jour un niveau-repère dans cette série. C'est chose faite de l'autre côté du promontoire de l'Ouzellarh où, dans les lacets de la route du Tichka, E. Roch a pu reconnaître un mince niveau de graviers à éléments rhyolitiques au contact de l'Acadien et de l'Ordovicien. De faibles mouvements avaient donc précédé la transgression ordovicienne et l'érosion, en aplanissant à nouveau le pays, à mis à nu, quelque part, des rhyolites du Précambrien III.

Nous verrons que toutes les transgressions antérieures au Westphalien pourront procéder à la manière de celles de l'Acadien et de l'Ordovicien, et cela malgré des mouvements tectoniques certains qui séparent les cycles sédimentaires successifs. On peut donner comme exemple la transgression dévonienne qui a suivi les mouvements calédoniens. Il en sera de même de la transgression viséenne, par exemple dans le Skoura, où E. Roch avoue l'impossibilité de distinguer, en l'absence de fossiles, les schistes viséens des schistes sous-jacents, ordoviciens ou acadiens.

L'Ordovicien de l'Anti-Atlas permet de distinguer trois ou quatre zones caractérisées par des séries légèrement différentes.

La série la plus complète et la plus puissante s'observe le long du Dra (autour du chaînon ougartien de Bou Azzer–El Graara–Zagora). Elle com-

prend les quatre termes suivants (détermination des faunes par Mme G. Termier) :

1. Schistes des feijas externes (près de 2 000 m), comportant à leur base l'Arenig (= sensiblement au Llanvirn inférieur) à cf. *Onchometopus volborti*, *Ogygia desiderata* (récoltes de J. Bondon, près d'Agdz) ainsi que des grands Asaphidés ; le Llanvirn supérieur a été caractérisé à l'Imini par *Didymograptus murchisoni* et *Illænus*, au SE de Zagora par *Asaphus tyrannus* et *Redonia bohemica* ; plus haut apparaissent des faunes plus banales du Llandeilo : *Calymene aragoi*, *C. tristani*, *Illænus perovalis*, accompagnés de Cystoïdes *(Calix sedgwicki*, *Aristocystis regularis* H. et G. Termier, etc..).

2. Quartzites du premier Bani (250 m) avec à peu près la même faune du Llandeilo caractérisée par *Callograptus* aff. *salteri* (Foum Anagane) et accompagnée de fréquents niveaux à *Orthis*.

3. Schistes du Ktaoua (350 à 400 m) comprenant du Llandeilo supérieur (Aït Allouane) avec *Dalmanitina proæva*, *Pionodema redux*, etc... et déjà les premiers niveaux du Caradoc (Ikhf n'Ouzreg) à riche faune caractérisée par *Caylmene incerta* et *Hyolites elegans*.

Il est intéressant de donner ici, à titre d'exemple, la liste complète de la faune d'Ikhf n'Ouzreg déterminée par H. et G. Termier.

Illænus zeidleri, *Homalonotus (Brongniartella)* cf. *rudis*, *H. (Trimerus) inexpectatus*, *Trinucleus ornatus*, *T. cobboldi*, *Sphærexochus gryphus*, *Dalmanitina proæva*, *Calymene incerta*, *Platopolichas avus*, *Selenopeltis buchi*, *Orthoceras hastile*, *Chonetoidea radiatula*, *Ch. pseudoradiatula* H. et G.Termier, *Nucula* sp., *Sinuites hispanicus*, *Worthenia* sp., *Hyolites elegans*, *Calix* sp., *Encrinurus* cf. *lactus*).

4. Grès du deuxième Bani ou de Beni Selmane (200m) toujours du Caradoc avec *Brongniartia brongniarti* et des Cystoïdes de grande taille (*Pachycalix pachytheca* H. et G. Termier), fréquents autour du Coude du Dra (on connaît déjà ces derniers dans les schistes du Ktaoua).

Vers l'W, les schistes du Ktaoua diminuent d'épaisseur se chargent de niveaux quartzitiques, puis disparaissent (entre Foum Zguid et Agadir Tissinnt). En même temps les schistes des feijas diminuent également d'épaisseur. Ainsi, le long de l'Anti-Atlas occidental, on observe un Ordovicien à deux termes donnant le profil familier du J. Bani :

1. Schistes des feijas (700 m), avec un niveau assez constant de grès vers les deux tiers de leur épaisseur (Arenig et Llandeilo moyen).

2. Quartzites du Bani (200 à 300 m) alternant avec des lits de schistes et de grès (Llandeilo moyen-Caradoc). Ils comportent, vers leur base, une couche de minerai de fer oolithique et montrent parfois à leur sommet des lentilles de brèches et de conglomérats ;

Cette série, pauvre en fossiles caractéristiques (p. ex. *Calymene*, *Orthis*, *Corineorthis gigantea* H. et G. Termier, près de Foum el Hassane, *Asaphus*

6

Schéma paléogéographique de l'Ordovicien.

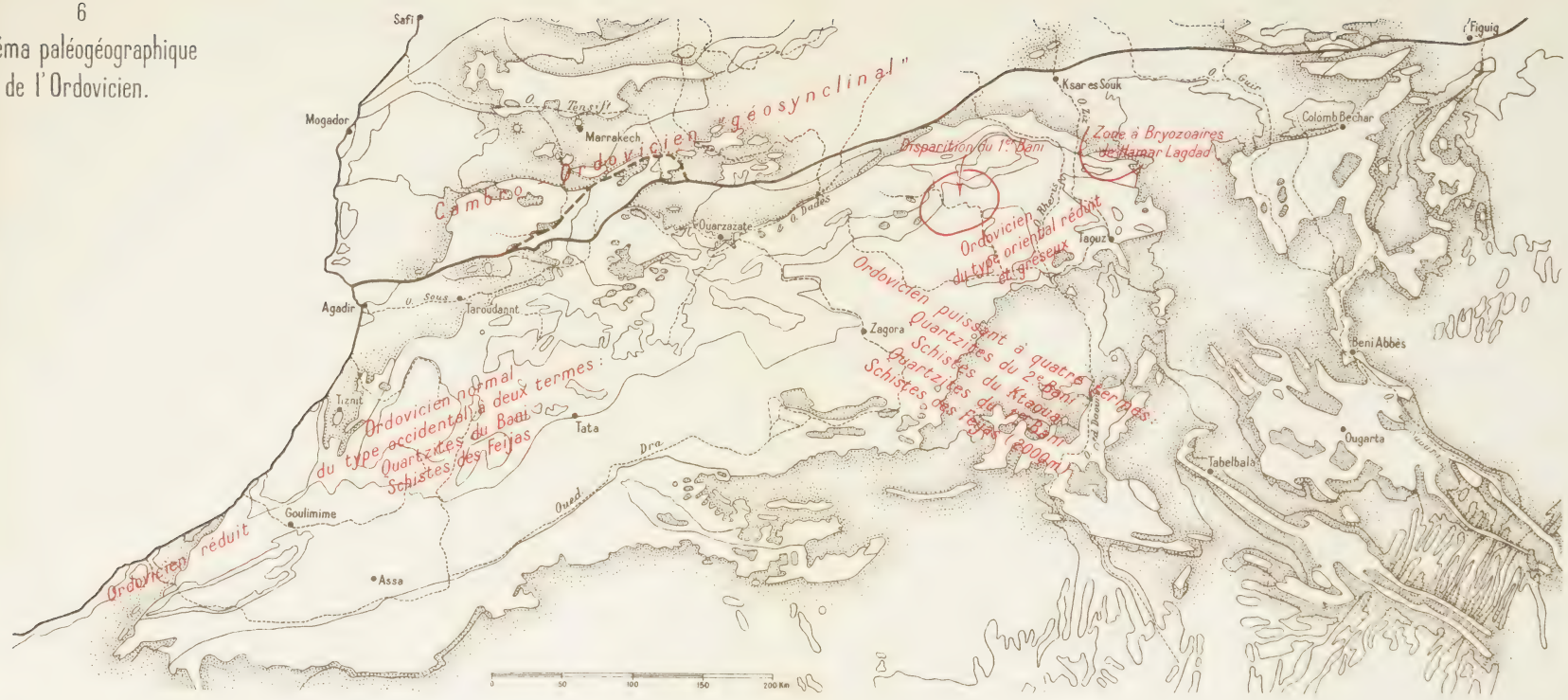
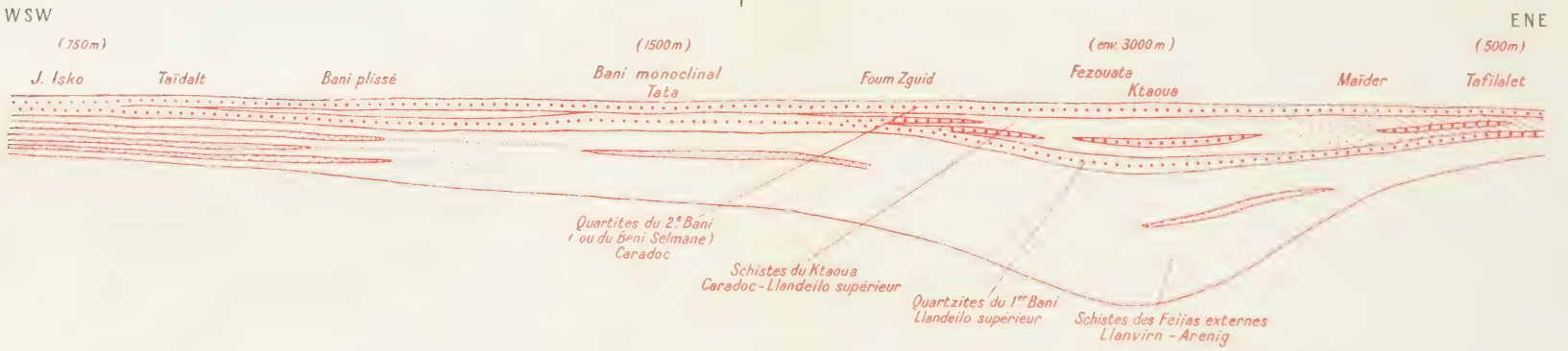


Schéma de répartition des faciès.



cf. *ingens*, dans le bassin de Taïdalt) peut être suivie jusque dans la région de Goulimine et le Kheneg M'Kraz. Cependant, à l'W, des niveaux gréseux de plus en plus nombreux s'y développent dans la partie supérieure des schistes des feijas (Aouïnet Torkoz). De même, une couche de schistes semblables à ceux du Ktaoua s'individualise parfois au milieu des quartzites (région d'Assa et de Torkoz).

On retrouve sensiblement la même série au N de Tiznit dans le synclinal de Tachilla – Mersinine, avec *Illænus* dans les schistes, *Selenopeltis buchi* et Cystoïdes (*Calix sedgwicki*, *Sinocystis segaudi* H. et G. Termier, *S.* cf. *yunnanensis*, *Hippocystis*, *Pseudoaristocystis dagon*) dans les quartzites (détermination de Mme G. Termier).

La série change de l'autre côté du massif du Bas Dra (Jebel Guir – J. Taïssa), dans le synclinal du J. Isko. Les deux termes diminuent encore d'épaisseur et les schistes des feijas se chargent de très nombreuses intercalations gréseuses, accompagnées d'entrelits rougeâtres. La série devient ainsi essentiellement gréseuse et quartzitique. Malheureusement elle n'est pas fossilifère et on ne peut pas affirmer qu'elle comprend encore les mêmes niveaux que plus à l'E.

A l'E du Dra, en s'approchant du Tafilalt, on constate également une diminution notable d'épaisseur et une nette augmentation du matériel gréseux. Cependant les quatre termes restent distincts :

1. Les schistes des feijas (200 à 300 m) gardent leur faciès mais n'ont encore fourni que la faune à *Calymene* du Llandeilo.

2. Le premier Bani diminue d'épaisseur et disparaît momentanément dans la région d'Alnif. Il est remplacé alors par un minerai de fer oolithique accompagné de quelques grès. Il est à remarquer qu'on s'approche ici de la dorsale de l'Anti-Atlas oriental et que tout l'Ordovicien diminue d'épaisseur. D'ailleurs, ces grès reprendront de l'importance vers l'E et le SE.

3. Les schistes du Ktaoua deviennent beaucoup plus gréseux (env. 100 m). Ce sont des schistes très caractéristiques, s'altérant en blanc en surface. A Alnif, ils contiennent une très riche faune à *Calymene tristani*, *Trinucleus ornatus*, *Dalmanites vetillarti*, *Illænus*, ainsi que, fait curieux, des *C. aragoi* de très grande taille (10 à 15 cm) (L. Clariond).

4. Les grès supérieurs prennent un grand développement (400 à 500 m), leur faune est semblable à celle d'Ikhf n'Ouzreg (Caradoc). On y note : *Brongniartia brongniarti*, *Trinucleus ornatus*, *Dalmanites socialis*, *D. phillipsi*, *D. vitellarti*, etc..., quelques niveaux calcaires lenticulaires à *Orthis*, Gastéropodes, Bryozoaires, Polypiers, Crinoïdes, etc... Il faut également citer les premiers Brachiopodes plissés : *Rhynchotrema clariondi* H. et G. Termier. La belle lentille calcaire à Bryozoaires de Hamar Lagdad (E du Tafilalt), qui affleure sur près de 5 km, se situe sensiblement dans les mêmes niveaux (*Stigmatella*, *Crasopora*, *Trematopora*, etc...). Des lentilles de conglomérats accompagnent fréquemment ces derniers niveaux : elles indiquent l'approche de l'émersion.

Enfin à l'extrême E, près de Talzaza, tout semble devenir gréseux. La série paraît être quand même complète. Même le niveau de base à grands Asaphidés y est présent (N. Menchikoff).

Dans la chaîne d'Ougarta (Ougarta, Tabelbala, Daoura, Zegdou), on retrouve les deux crêtes gréseuses ou quartzitiques correspondant aux deux Bani du Coude du Dra. Cette ressemblance ne saurait étonner car la chaîne d'Ougarta est, comme nous l'avons vu, la continuation directe vers le SE du chaînon El Graara–Zagora.

Dans les niveaux schisteux on rencontre des couches à miches, contenant des Trilobites. Les faunes sont sensiblement les mêmes que dans l'Anti-Atlas. L'Arenig vient d'être reconnu par A. Poueyto à l'W d'Hassi Chaamba : il a fourni *Dichograptus octobrachiatus*. Comme dans le chaînon El Graara – Coude du Dra, l'épaisseur de l'Ordovicien est très grande dans la Daoura. D'après A. Poueyto, le niveau à *D. octobrachiatus* est précédé par 2 000 m de grès blancs feuilletés, d'âge non déterminé, qui surmontent les quartzites à Tigillites. Il est suivi par une série schisto-gréseuse, puissante également de 2 000 à 2 500 m, représentant le Llandeilo et le Caradoc. Par contre, dans les chaînons méridionaux externes, les épaisseurs des séries diminuent.

Cette rapide description permet de mettre en évidence l'existence à l'Ordovicien d'un sillon ougartien (allant de l'Anti-Atlas à la chaîne d'Ougarta), caractérisé par des séries plus puissantes que partout ailleurs et par un plus large développement de schistes. Par contre, à l'extrême W (J. Isko) et à l'extrême E (Talzaza) la sédimentation tend à devenir essentiellement gréseuse.

Par opposition à cette sédimentation néritique caractérisant l'Anti-Atlas, le Domaine atlasique voisin nous montre des séries schisteuses cambro-ordoviciennes extrêmement puissantes et monotones. Elles se terminent par des quartzites généralement non fossilifères qu'on est tenté de paralléliser avec les quartzites du Caradoc.

Dans le Bloc occidental, où le Cambro-Ordovicien est particulièrement puissant, la série se termine par des schistes noirs associés aux quartzites conservés dans des synclinaux pincés (L. Neltner). Leur faune, peu caractéristique, évoque le Llandeilo mais pourrait appartenir aussi bien au Caradoc (*Trinucleus ornatus*, *Dalmanites socialis*).

A l'Adrar n'Dgout (M. Gigout) la série ordovicienne (400 à 500 m) ressemble à celle de l'Anti-Atlas, ce qui est normal, car on se trouve ici sur la bordure du promontoire de l'Ouzellarh.

Enfin dans le Skoura (E. Roch) ce sont, comme dans le Bloc occidental, et d'une façon générale dans tout le géosynclinal calédonien du Domaine atlasique, des schistes puissants et monotones, pauvres en fossiles.

Comme les grès terminaux du Géorgien et les grès à *Conocoryphe* de l'Acadien, les quartzites du Caradoc sont une formation de fin de cycle sédimentaire. Les brèches et les conglomérats qu'on rencontre au sommet du Caradoc sont les signes précurseurs de la régression de la fin de l'Ordovi-

cien. Effectivement l'Ashgill n'est pas connu dans le Domaine de l'Anti-Atlas. Cette émersion est sensiblement contemporaine de la phase taconique.

D — GOTHLANDIEN

La régression de la fin de l'Ordovicien nous apparaît aussi générale que celle de la fin du cycle acadien. Les plissements taconiques, découverts récemment en Algérie dans les massifs kabyles (M. Durand Delga), ne sont pas encore connus avec certitude au Maroc. C'est ainsi que dans le S, le Gothlandien est toujours concordant avec l'Ordovicien. Cependant, la lacune entre ces deux étages est manifeste, elle comprend l'Ashgill (ou tout au moins la partie supérieure de l'Ashgill) et le Llandovery inférieur. En effet les zones 16 à 17 de Miss Elles ne sont connues nulle part au Maroc. La transgression gothlandienne débute partout avec la zone 19 (*Monograptus gregarius*) ou, au plus tôt, avec la zone 18 (*M. cyphus*). Certaines régions ont été immergées plus tard, au Llandovery supérieur ou même au Tarannon (grès avec des niveaux conglomératiques de l'Adrar n'Dgout). La phase taconique a donc certainement provoqué quelques déformations, quoique vraisemblablement de faible amplitude. Ce mouvement était le plus sensible, comme on devait s'y attendre, le long de la bordure africaine. C'est ainsi que le promontoire de l'Ouzellarh fut submergé le dernier (Tarannon de l'Adrar n'Dgout).

Dans le Domaine de l'Anti-Atlas, le Gothlandien longe l'extérieur du Bani. Il est tantôt plissé avec le Dévonien en une succession de petits plis réguliers (plaines du Dra), tantôt il enveloppe calmement les grands plis du Bani (Coude du Dra). Dans l'Anti-Atlas oriental, il entoure les synclinaux dévoniens de Tazzarine, du Maïder et du Tafilalt. On le retrouve sur le flanc N de l'Ougnat et du Sarhro. Il existe également à Talzaza.

Au S, le Gothlandien est transgressif par rapport à l'Ordovicien. Sur la bordure du massif d'Yetti Karett–Eglab, il vient reposer directement sur les granites (couches rouges et calcaires bleus à Graptolites de la route Tindouf – Fort Trinquet, km 167). Il débute ici, tantôt par le Llandovery (zone 19), tantôt par le Tarannon inférieur (M. Nicklès, d'après les récoltes de M. Jacquet) ou même par le Wenlock (calcaires bleus cités ci-dessus). P. Gevin vient de démontrer que le Gothlandien pouvait même manquer localement et que, par conséquent, le massif d'Yetti Karett–Eglab est resté partiellement émergé. Par contre, la chaîne d'Ougarta fut submergée au même titre que l'Anti-Atlas. La mer gothlandienne a même atteint le Hoggar.

La lacune entre l'Ordovicien et le Gothlandien est soulignée dans certains endroits par des faciès caractéristiques. Dans la région d'Aouïnet Torkoz (O. Dra), entre les quartzites du Bani et le Gothlandien, s'intercale une couche rouge de quelques mètres. A l'autre extrémité du Maroc, dans le Tamlelt (Atlas oriental), N. Menchikoff avait signalé la présence de nodules phosphatés à la base de la série gothlandienne.

Des colorations rouges ou roses apparaissent aussi au sommet du

Gothlandien. Il semble donc que le climat n'était plus aussi tempéré qu'à l'Acadien et à l'Ordovicien. D'ailleurs, la généralité du faciès calcaire à Orthocères et Crinoïdes, qui se développe au-dessus des schistes à Graptolites (Ludlow), milite en faveur des climats relativement chauds.

Les schistes noirs ou gris à *Monograptus* représentent le faciès classique du Gothlandien de l'Anti-Atlas. C'est un faciès pélagique, considéré comme peu profond. La finesse et l'homogénéité de ces schistes, qui s'opposent aux faciès grossiers de l'Ordovicien, peuvent s'expliquer par un très grand éloignement des côtes.

Ce faciès caractérise les étages du Llandovery, du Tarannon et du Wenlock. Les faunes de Graptolites sont abondantes et variées. La répartition zonale des espèces n'est cependant pas toujours celle des pays classiques du Gothlandien. Malheureusement, les schistes tendres à *Monograptus* sont généralement masqués par des regs quaternaires puissants, que seuls de rares oueds arrivent à éroder. C'est en particulier le cas des plaines du Dra. Ainsi notre connaissance de ces séries est encore assez précaire. Voici, à titre d'exemple, la liste de Graptolites d'Oum el Aleg, entre Foum Zguid et le Ktaoua (déterminations de A. Poueyto), attribuables au Tarannon : *Monograptus halli* (21-22), *M.* cf. *nudus* (21-24) *M.* cf. *pandus* (22-24), *M. rhynchophorus* (22-25) *M. priodon* (22-29), *M. acus* (23-25), *M. linnarsoni* (25), *M.* cf. *riccartonensis* (26-27), *M.* aff. *vomerianus* (26-31) *Spirograptus spiralis* (22-25) *Retiolites* (*Gladiograptus*) *geinitzianus* var. *angustidens* (23-25).

Au Ludlow apparaissent des calcaires bleus à Crinoïdes (*Scyphocrinus elegans*), Orthocères et *Cardiola interrupta*.

Les faunes du sommet du Gothlandien méritent une mention spéciale. Ainsi, M. Gigout décrit, à l'Adrar n'Dgout, au-dessus des couches à *Cardiola interrupta*, un niveau calcaire à entroques, d'un mètre d'épaisseur, contenant *Platyceras exsurgens*, *Orthonychia anguis*, *Panenka bohemica*, *Spirifer inchoans*, *Hercynella bohemica*, *Tentaculites irregularis*. Il est suivi d'argiles grises à *Cheirurus sternbergi* et *Phacops miser*. *Ch. sternbergi* et *Sp. elevatus* sont connus également dans l'Anti-Atlas oriental, notamment à la base de la série dévonienne du J. Issoumour (L. Clariond). Enfin, N. Menchikoff signale la présence de *Sp. digitatus* dans les couches terminales du Gothlandien de la chaîne d'Ougarta. Jusqu'à ces derniers temps on considérait ces couches comme appartenant au Gédinnien. D'après les tendances actuelles il faudra, semble-t-il, les classer encore dans le Ludlow supérieur. On ne connaît pas encore ces faunes de la fin du Gothlandien dans le Dra. Tout au plus peut-on signaler la présence d'*Hercynella* dans le graben de Zagora, à Hassi el Kerma, à l'E du Tizi n'Tafilalt (D. Matveieff).

Dans les plaines du Dra, la puissance du Gothlandien est considérable. Il est difficile de la mesurer avec précision car des regs quaternaires recouvrent ces plaines d'un manteau épais et continu. En l'évaluant à 1 500 m on n'est certainement pas au-dessous de la vérité. Dans cette énorme série, les premiers étages du Gothlandien : Llandovery, Tarannon, Wenlock sont condensés dans les premiers 100 à 200 m. La subsidence commence

7

Schéma paléogéographique du Dévonien

sensiblement avec le Ludlow. Les calcaires bleus à Orthocères et Encrines apparaissent dans la partie supérieure de la série. Enfin, les derniers schistes prennent une couleur gris clair ou rosée. Ils n'ont fourni que des Orthocères.

L'épaisseur du Gothlandien est bien moins considérable dans le Tafilalt. L. Clariond l'évalue à 100 ou 300 m selon les endroits. Elle est encore plus faible à l'Adrar n'Dgout, sur le flanc E du Bloc oriental et dans le Skoura(100 à 150 m). Par contre, entre ces deux zones, dans le sillon préafricain, le Gothlandien est plus puissant (plus de 500 m).

Malgré ces différences d'épaisseur, le Domaine de l'Anti-Atlas forme nettement une seule province paléogéographique. Elle s'oppose au « géosynclinal calédonien » qui la contourne au N et est caractérisée au cours du Gothlandien par une sédimentation du type flysch. Ce sont des séries subsidentes, de près de 3 000 m de puissance, où le Llandovery seul atteint facilement 500 m d'épaisseur (par exemple les boutonnières des Aït Mallah et des Aït Mdioual dans le Haut Atlas). Nous avons vu que, dans le Dra, la subsidence ne commence qu'avec le Ludlow inférieur. On doit l'interpréter comme signe avant-coureur des mouvements calédoniens.

E — DÉVONIEN (Planche 7)

a) La chaîne calédonienne

Par opposition avec la chaîne taconique, au sujet de laquelle on ne sait pas encore grand' chose au Maroc, la chaîne calédonienne (ou ardennaise) vient d'être découverte et reconstituée dans ses grandes lignes. Elle s'est élevée à la limite du Gothlandien et du Dévonien, dans le « géosynclinal calédonien » qui, comme nous l'avons vu, avait fonctionné pendant les cycles sédimentaires acadien, ordovicien et gothlandien et bordait fidèlement au N le Domaine de l'Anti-Atlas.

Il est plus difficile d'établir avec précision quelle était la répercussion des mouvements calédoniens (paroxysme ardennais) dans le Domaine de l'Anti-Atlas. Nous verrons que le Dévonien est complet, mais réduit, dans le Tafilalt, c'est-à-dire dans la zone d'ennoyage de la dorsale anti-atlasique. En outre, des récifs à Polypiers se développent largement sur le flanc S de l'Ougnat, au Dévonien moyen (Ouihalane, Issoumour). Par contre, le Dévonien est subsident et très puissant dans le Dra, au S de la chaîne anti-atlasique. Doit-on en conclure que l'Anti-Atlas fut exhaussé et exondé par les mouvements calédoniens ? La même question se pose pour la chaîne d'Ougarta, qui pendant toute la durée du Dévonien, a freiné le passage des faunes, et notamment des Goniatites, du sillon de la Saoura dans le bassin du Dra.

Les mouvements calédoniens ont interverti les grandes zones isopiques du Domaine atlasique : dans le géosynclinal calédonien caractérisé par un Cambro-Ordovicien et un Gothlandien puissants, le Dévonien est au contraire réduit ou incomplet ; par contre, il est bien développé dans les zones restées stables (comme le môle mésétien calédonien).Dans l'Anti-

Atlas au contraire, les zones isopiques ébauchées au Gothlandien sont restées sensiblement les mêmes. Les mouvements calédoniens les ont soulignées et quelque peu exagérées.

Nous aurons donc à passer en revue les zones suivantes :

1. Au N, dans le Haut Atlas, en dehors des limites de l'Anti-Atlas, un Dévonien réduit et lacunaire ;

2. Le long du bord N de la chaîne anti-atlasique, un premier sillon à sédimentation gréseuse puissante résultant de la destruction de la chaîne calédonienne. Cette zone correspond sensiblement à l'actuel sillon préafricain ;

3. Zone à séries dévoniennes à Goniatites, complètes mais réduites (Tafilalt), sur l'emplacement de la dorsale anti-atlasique ;

4. Zone à Dévonien à Goniatites du type du sillon de la Saoura. Cette zone occupe la partie orientale de la chaîne. La zone à Dévonien réduit du Tafilalt n'est, en somme, qu'un cas particulier de cette zone ;

5. Zone à faciès mixte du Maïder, caractérisée par des récifs à Polypiers au Dévonien moyen, par des schistes à Goniatites au Dévonien supérieur. Cette zone se développe entre les chaînons de direction ougartienne de l'Anti-Atlas oriental ;

6. Zone à Dévonien subsident, pauvre en Goniatites, du Dra. La puissance totale des séries dévoniennes atteint ici 5 000 m.

A cette énumération, il faut ajouter pour mémoire la zone 7, qui est le flanc S du bassin de Tindouf. Le Dévonien est ici déjà moins puissant et plus néritique que dans le Dra.

La chaîne calédonienne ne s'est pas élevée d'un seul coup. Dans le Massif central, on est en train de rechercher sa phase prémonitoire qui se placerait après le Wenlock (W. van Leckwijck, G. Suter). La phase paroxysmale (paroxysme ardennais) se place vraisemblablement tout de suite après le Ludlow supérieur car on rencontre des *Hercynella* autant dans les couches qui la précèdent (Adrar n'Dgout) que dans les premières couches qui recouvrent la chaîne en discordance (à la base des quartzites à *Orthis lunata* de la partie SW du Maroc central : découverte de A. Noesmoen dans la région des Smala). Enfin, une phase posthume vient d'être mise en évidence par M. Gigout dans la Meseta. Elle est soulignée par des conglomérats et des couches rouges qui datent approximativement de la fin du Siegénien ou du début de l'Emsien.

Nous venons de voir que les produits de destruction de la chaîne calédonienne ont comblé une sorte de sillon préafricain qui s'est formé au pied S de la chaîne calédonienne. Ce matériel gréseux n'a presque pas traversé l'Anti-Atlas. Par contre, le matériel de destruction de la chaîne soulevée par la phase posthume a envahi tout le S de l'Anti-Atlas, en donnant cette double barre de grès emsiens qu'on peut suivre depuis le Coude du Dra à l'E, jusqu'au bord du massif du Bas Dra à l'extrême W. On doit peut-être

en conclure que la phase paroxysmale n'a fait que plisser les formations du géosynclinal calédonien. Par contre la phase posthume aurait provoqué le soulèvement de plis de fond, et en particulier celui de la chaîne anti-atlasique.

Sur la bordure S du Haut Atlas, à proximité du grand accident atlasien, le Dévonien est connu en quatre points. Chaque fois, ce sont des séries réduites et incomplètes :

1. A l'W, en bordure du Sous à Agadir ou Anzizen, on ne connaît que du Dévonien supérieur à *Spirifer verneuili* et *Streptorynchus devonicus* (E. Roch, L. Neltner).

2. A l'Adrar n'Dgout, situé sur le flanc E du promontoire de l'Ouzellarh, l'Eifélien (80 m) est directement transgressif sur les derniers termes du Gothlandien (M. Gigout). Ce sont d'abord des calcaires à *Panenka*, *Kralowna* et Orthocères, puis des schistes à *Schizophoria striatula*, *Sp.* cf. *pellico*, *Leptœna rhomboidalis*, etc...

3. Il en est de même dans la boutonnière du Skoura. Cependant, l'Eifélien (70 m) a fourni ici à E. Roch une riche faune de Goniatites (*Anarcestes subnautilinus*, *A. lateseptatus*, *A. crispus*, *Agoniatites evescus-bohemicus*), Trilobites, *Panenka*, *Kralowna*, etc...

4. Enfin à l'extrême E, au pied du Jebel Grouz (Soltane el Betner) c'est encore le Dévonien moyen seul qui a pu être identifié. H. Termier a pu y reconnaître la zone à *Anarcestes lateseptatus* (85 m) et celle à *Pinacites jugleri* (15 m) (L. Clariond, F. Leca et H. Termier). Comme à l'Adrar n'Dgout et au Skoura, le Dévonien supérieur semble manquer.

L'étude de ces quatre témoins montre que la transgression dévonienne n'a pu pénétrer dans la chaîne calédonienne qu'à partir du Dévonien moyen. Il semble cependant que cette pénétration se faisait encore difficilement car les faunes du Dévonien moyen de la Meseta sont à affinités rhénanes, tandis que dans l'Anti-Atlas on sent nettement des influences américaines (H. et G. Termier). Malgré l'absence de Dévonien supérieur dans les témoins dévoniens connus du Haut Atlas, il semble que les communications étaient rétablies dès le Famennien, et permettaient les échanges des faunes, notamment des Goniatites. En effet, on retrouve au Tafilalt les mêmes zones à Goniatites qu'en Allemagne (zones de Wedekind).

La zone isopique du sillon préafricain montre une série gréseuse ou gréso-schisteuse puissante et monotone, (région de Tinerhir). Son matériel détritique provient, comme nous l'avons vu, du démantèlement de la chaîne calédonienne. Cette série n'a fourni jusqu'à ce jour qu'une *Panenka* (L. Clariond) et un *Pleurodyctium* (P. Fallot, J. Hindermeyer et G. Choubert). La série est généralement redressée et orientée E–W. Elle est nettement discordante sur l'Ordovicien, violemment plissé et montrant parfois des directions N–S [1].

(1) Cette discordance ne doit être acceptée pour le moment que sous réserve d'études ultérieures car on connaît dans la même région un Gothlandien puissant qui pourrait être également discordant sur l'Ordovicien (chaîne taconique ?).

b) Le Dévonien du Tafilalt (Zone 3) et de la partie E du Domaine de l'Anti-Atlas (Zone 4)

La zone isopique du Tafilalt (Zone 3), montre un Dévonien essentiellement calcaire. La série est complète, mais tous ses termes sont peu puissants. Son épaisseur totale est de l'ordre de 100 m. Nous sommes ici sur la dorsale même de l'Anti-Atlas oriental. On peut observer cette série réduite dans la succession de synclinaux étroits et faillés qui traversent le Tafilalt d'W en E (Gara n'Douar, Bou Amelane, J. Amar etc.. à l'W, Bou Tcherafine, El Haroun, Derkaoua à l'E). La coupe la plus suggestive est celle de Bou Tcherafine (L. Clariond).

SIEGÉNIEN : calcaires grossiers, gris ou noirs, avec lits de marnes et de grès à *Phacops, Cyrtoceras, Spirifer excavatus.* Puis des grès calcaires et des marno-calcaires (20-30 m). Cet étage est très fossilifère à Hamar Lagdad (E du Tafilalt) où il a fourni la faune suivante : *Phacops* sp., *Cheirurus gibbus, Ch. sternbergi, Orthoceras,* Bryozoaires, *Favosites, Striatopora, Atrypa reticularis* et autres Brachiopodes ; il est surmonté par une belle lumachelle à *Scutellum (Bronteus), S. viator, S. palifer, S. furcifer.*

EMSIEN : calcaires à *Phacops fecundus-degener* et *Agoniatites* (15 m).

EIFÉLIEN INFÉRIEUR (Zone à *Anarcestes*) : marno-calcaires à *Anarcestes lateseptatus, A. subnautilinus* (50 m) suivi de calcaires noduleux ou massifs à *A. subnautilinus, Agoniatites* gr. *fulguralis* et *A.* gr. *evexus, Phacops fecundus, Crypheus barrandei* (3-4 m).

Zone à *Pinacites jugleri* : même faciès à *P. jugleri, Foordites platypleura, F. occultus, Agoniatites* gr. *evexus (Ag. kayseri, Ag. dannenbergi), Ag.* gr. *fulguralis, Subanarcestes macrocephalus* (3-4 m également).

GIVÉTIEN : calcaires à *Anarcestes rouvillei, Parodiceras brilonense, Agoniatites* gr. *fulguralis, Ag. holzapfeli, Ag. discoides, Tornoceras simplex* (5-10 m).

FRASNIEN : *Pharciceras clavilobus, Ph. tridens, Ph.* gr. *lunulicosta, Sandbergeroceras* sp., *Gephyroceras kayseri, Timanites* cf. *hœninghausi, Beloceras* gr. *multilobatum, Manticoceras cordatum* (3-5 m).

FAMENNIEN : toujours calcaire, montre ses 4 zones de Wedekind :

Zone II. — *Cheiloceras amblylobus, Ch. oxyacantha, Ch. verneuili, Ch. sacculum, Ch.* cf. *lagoviense, Sporadoceras biferum, Tornaceras simplex, Cardiola nehdenensis.*

Zone III. — *Pseudoclymenia planidorsata, Cyrtoclymenia involuta, Sporadoceras biferum, Sp. munsteri.*

Zone IV. — *Platyclymenia rotundata, Pl. annulata, Pl. intracostata. Pl. ruedemanni, Costaclymenia wysogorsky, Cyrtoclymenia ekenbergensis, Imitoceras globosum.*

Zone V. — *Cyrtoclymenia plicata, C. cordata, Cymaclymenia striata, Sphenoclymenia* sp., *Gonioclymenia speciosa, Oxyclymenia undulata, Aganides sulcatus, Sporadoceras munsteri.*

Dans ces calcaires du Dévonien supérieur on trouve des restes d'Arthrodires géants, notamment des plaques craniennes et thoraciques de *Dinichtydæ* et *Titanichtydæ*, étudiées actuellement par J. P. Lehmann (découverte de L. Clariond, J. Marçais et H. Termier en 1937). La présence de ces restes de poissons cuirassés n'est cependant pas une particularité des séries dévoniennes réduites du Tafilalt. On les trouve également dans la région de Taouz. R. Lavocat vient de les retrouver dans le Dévonien supérieur au S du Dra (région d'Igma). J. P. Lehmann a récemment signalé leur présence dans la Saoura.

La zone à Dévonien réduit du Tafilalt est entourée, autant au N qu'au S, par du Dévonien du type du sillon de la Saoura (zone 4). Ce sont des séries relativement puissantes (plus de 500 m) et nettement plus profondes. La sédimentation y est calcaire ou marno-calcaire au Dévonien inférieur et moyen. Au Dévonien supérieur se développe une puissante série schisteuse. Les Goniatites sont très abondantes. On peut y déceler les mêmes niveaux classiques que dans le Tafilalt. La plupart des zones de Wedekind y ont été reconnues (L. Clariond).

Au S du Tafilalt, ce Dévonien profond forme une série d'anticlinaux faillés : anticlinal du M'Fis, connu par ses gisements de plomb, anticlinal du J. Begaa que nous étudierons au sujet du Viséen, anticlinal du Kseir. Ces structures apparaissent au milieu de vastes étendues viséennes ; des sills de dolérites hercyniennes les traversent.

c) Le Dévonien à faciès mixte de la zone du Maïder (Zone 5)

La zone 4, à Dévonien à Goniatites du type du sillon de la Saoura, est bordée au SW par une région plissée, constituée d'anticlinaux ordoviciens et acadiens, qui forme jonction entre le massif de l'Ougnat et les chaînons NE de la chaîne d'Ougarta (faisceau de plis d'Ougarta proprement dit). Au-delà de cette région plissée s'étale la zone à Dévonien de faciès mixte (zone 5). A son tour elle est bordée au SW par l'ensemble plissé attenant au chaînon d'El Graara–Zagora–Coude du Dra qui, comme nous le savons, est l'élément ougartien principal de l'Anti-Atlas central. La zone à Dévonien de faciès mixte se trouve donc en plein milieu du faisceau de plis ougartiens du flanc S de l'Anti-Atlas oriental qui, comme la chaîne d'Ougarta, était vraisemblablement affecté par les mouvements calédoniens. Cette disposition explique son caractère mixte avec, au Dévonien inférieur, des faciès côtiers indiquant la proximité des zones émergées, au Dévonien moyen le développement de récifs à Polypiers, enfin, au Dévonien supérieur, l'arrivée de schistes à Goniatites.

Sa coupe type est donnée par L. Clariond au Jebel Issoumour (pointe NW du synclinal du Maïder). Dans le Dévonien inférieur, très peu profond, sub-littoral, des niveaux schisteux s'ajoutent ici aux niveaux calcaires.

SIEGÉNIEN : grès calcareux tendres et marno-calcaires à *Spirifer excavatus* (20 m).

EMSIEN : calcaires noirs à *Phacops fecundus* var. *degener* (15 m), suivis de marnes schisteuses à *Spirifer speciosus, Sp. lævicosta, Uncinulus orbignyanus, Rhynchonella princeps, Rh. bifida, Terebratula prunulum, Athyris concentrica, Atrypa reticularis, A. aspera, A. zonata, Streptorynchus* sp., *Platyceras* sp., *Pentamerus* sp.

La faune sub-littorale, très riche (près de 60 espèces), à Brachiopodes, Bivalves, Gastéropodes *(Platyceras)* et Trilobites du gisement de Hassi Remlia situé au SE du Maïder, décrite par Mlle D. Le Maitre, ressemble beaucoup à la faune de ce troisième niveau d'Issoumour.

L'EIFÉLIEN débute par une puissante barre calcaire comportant à sa base un niveau très riche en Trilobites : *Phacops fecundus, Dalmanites, Crypheus barrandei*, suivis d'*Anarcestes subnautilinus, A. plebeius* et *Agoniatites evescus.*

L'EIFÉLIEN SUPÉRIEUR à *Pinacites jugleri* n'a pas été individualisé, mais existe à quelques kilomètres plus au N. Il semble qu'il est représenté à Issoumour par des calcaires bleus à Polypiers (50 à 100 m) avec *Phillipsastrea, Heliolites porosus* etc.. La faune des Polypiers de la formation semblable d'Ouihalane, près de Mecissi, a été étudiée par Mlle D. Le Maitre qui n'y décrit pas moins de 36 espèces de Polypiers : *Siphonophrentis, Heliophyllum, Eridophyllum, Acanthophyllum, Favosites, Thamnopora, Alveolites, Heliolites*, ainsi que *Actinostroma, Clathrodictyon, Stromatoporella* etc... Cette faune à *Calceola sandalina* est considérée comme eifélienne.

d) **Le Dévonien des plaines du Dra**

Dans les plaines du Dra, la série est quelque peu différente. C'est le type du Dévonien subsident. L'étude du Dévonien du Dra est rendue difficile par un recouvrement quaternaire épais et continu. Les affleurements sont rares et on est obligé de reconstituer la série d'après les observations fragmentaires. La coupe que nous allons décrire fut levée au tachéomètre par P. Jacquemont.

La série débute par des grès tendres à ripple-marks et traces variées. On peut se demander si ce faciès éminemment côtier ne fait pas suite à une émersion contemporaine des mouvements calédoniens. Malheureusement le sommet de la série gothlandienne, toujours masqué par le Quaternaire, est encore trop mal connu pour qu'on puisse juger si une lacune existe entre le Gothlandien et le Dévonien. Il n'est évidemment pas question d'y

chercher une discordance ou un ravinement : on est ici trop loin de la chaîne hercynienne et la transgression dévonienne, comme toutes les autres transgressions primaires, est venue très rapidement recouvrir un pays plat et horizontal. On peut admettre que le matériel gréseux provient de la destruction de la chaîne calédonienne.

SIEGÉNIEN. — Le niveau gréseux de base, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, est suivi par une puissante série de schistes verts qu'on doit évaluer à 1 000 m. La partie inférieure des schistes est peu fossilifère *(Spirifer venus)*. Des niveaux fossilifères deviennent plus fréquents vers le haut, où, entre autres, apparaissent quelques bancs calcaires (gisements d'El Guelob, de la région d'Icht, des J. Maïfid et Mersakhsaï sur la route de Foum el Hassane à Tindouf et de la région d'Assa–Aouïnet Torkoz (récoltes de G. Ch. et M. H. Wallace, déterminées par Mme G. Termier): *Hysterolites venus* (Mersakhsaï) *H. decheni*, *H. hystericus* (Icht), *Spirifer primævus* (El Guelob), *Sp. bischofi*, *Sp. rojasi* (Assa–Torkoz) *Dinapophysia papilio* (Icht) *Strælenia minor*, *Meganteris archiaci* (Icht, Maifid) accompagnés d'*Athyris campomanesi*, *A. concentrica*, *Schizophoria provulvaria*, *Camarotœchia daleidensis*, *Uncinulus princeps*, *Atrypa reticularis*, *Platyorthis circularis*, *Pamorthis elegantula*, etc.. Lamellibranches : *Præcardium*, *Kralowna*, *Grammysia*, *Aviculopecten*, *Nucula*, *Ctenodonta unioniformis*, *Arca*, etc.. ; de Gastéropodes : *Worthenia*, *Zygopleura*, *Platyceras*, *Bellerophon* etc.. ; de Trilobites : *Digonus ornatus*, *D. rhenanus* (Icht), *D. rudersdorfensis*, *Parahomalonotus pradoi*, *Homalonotus lævicauda*, *H. simplex*, *Asteropyge wallacei* H. et G. Termier (Maifid), *A. loopis*, *Paralejulus brongniarti*, *P. campaniferum*, *Odontochile haussmanni*, *Cheirurus gibbus* (Mersakhsaï) ainsi que parfois des *Favosites*, *Thamnopora curvicornis*, *Striatopora*, *Heliolites porosa*, *Tabulipora*, *Aulopora*, *Pleurodictyum* etc...

EMSIEN : Les schistes siegéniens sont couronnés par les grès des richs (220 m) formant généralement deux barres parallèles très constantes accompagnées de calcaires. Nous avons vu que cette brusque arrivée du matériel gréseux pourrait être en relation avec la phase calédonienne posthume. C'est la destruction de la chaîne calédonienne réexhaussée qui aurait fourni ce matériel détritique. Les grès des richs sont toujours fossilifères. Voici leur faune (déterminée par Mme G. Termier) : *Spirifer paradoxus*, *Sp. pellico*, *Sp. arduennensis*, *Sp. arrectus*, *Hysterolites subcuspidatus*, *H. elegans H. pseudospeciosus*, *Meganteris inornata*, *Camarotœchia nucula*, *Uncinulus princeps*, *Chonetes tenuicostata. Ch. plebeia. Atrypa reticularis*, *A. aspera*, *Athyris concentrica*, *Leptæna rhomboidalis*, *Stropheodonta gigas*, *St. subarachnoides*, *Merista hercula*, *Ditichina elliptica*, *Follmania alectryonoidea*, *Leiopteria reticulata*, *Odontochile rugosa*, *Digonus ornatus*, *Scutellum campanifer*, *Tentaculites velaini*, *Pleurodictyum problematicum*, *Favosites barrandei*, *Fistulipora cyclostoma*, *Ceramopora*.

A cette faune s'ajoute dans les dernières couches *Spirifer* gr. *cultrijugatus*, qui caractérise la base de l'Eifélien.

La puissance du Dévonien moyen est pratiquement impossible à préci-

ser. Au-delà des richs, s'étalent des plaines immenses couvertes de Quaternaire. On les suit jusqu'au Tagout strunien. Elles recouvrent une série essentiellement schisteuse, de 3 500 m environ, qui comprend le Dévonien moyen et supérieur.

Certains niveaux, généralement calcaires, apparaissent dans la partie inférieure de cette série et donnent une faune eifélienne (récoltes de M. H. Wallace déterminées par Mme G. Termier), notamment des Goniatites : *Latanarcestes subnautilinus*, *L. neglectus*, *Anarcestes plebeius*, *Subanarcestes macrocephalus*, *Agoniatites vanuxemi*. Ils sont accompagnés d'une faune de Brachiopodes et de Trilobites (*Phacops fecundus*, *Asteropyge* cf. *michelini*).

Un autre niveau à Goniatites fut découvert par N. Menchikoff en 1940 (rive droite du Dra sur la piste d'Akka à Tindouf) : *Lobatornoceras bilobatum*, *Cheiloceras* cf. *verneuili*, du Famennien (zones II-III de Wedekind). Ils sont accompagnés de *Spirifer verneuili* et autres Brachiopodes, de Lamellibranches et d'Orthocères (G. Choubert, H. et G. Termier, M. H. Wallace). D'après N. Menchikoff, les premiers *Sp. tornacensis* s'associent déjà à cette faune.

Vers le sommet de la série, surtout en allant vers le S (Zemoul, échancrures de la Hammada du Dra, d'Igma et de Tinfouchy), des niveaux gréseux, très peu profonds, apparaissent dans les schistes. Ils fournissent une faune de Brachiopodes, de Gastéropodes et de Lamellibranches. Sensiblement en même temps, apparaissent les premiers éléments de la faune strunienne (*Spirifer tornacensis*, *Sp. strunianus*, etc..). Nous les étudierons dans le chapitre suivant.

La caractéristique de cette série dévonienne est son faciès relativement peu profond, malgré une sédimentation schisteuse intense. Les niveaux fossilifères sont néanmoins rares et les faunes peu abondantes (sauf dans certains niveaux privilégiés). Malgré la faible profondeur de la mer, nous sommes donc loin des côtes. Par contre, sur le flanc S du bassin de Tindouf, les mêmes séries sont moins puissantes et beaucoup plus riches en fossiles (N. Menchikoff, P. Gevin). En particulier, le Dévonien moyen comporte ici des couches entières formées de Polypiers isolés qui, par place, constituent à eux seuls le reg quaternaire. Leur énumération sortirait du cadre du présent travail. Notons toutefois l'abondance de *Calceola sandalina* jusqu'à présent inconnu dans le Dra, mais présent au Tafilalt. Il faut souligner également la fréquence d'espèces américaines par exemple *Tropidoleptus carinatus*.

Au contraire, la région de la Saoura (Chaîne d'Ougarta) est célèbre par ses faunes à Goniatites. La mer à Goniatites de la Saoura-Tafilalt formait donc, semble-t-il, un bassin à peu près indépendant du bassin de Tindouf. La communication entre les deux bassins devait être difficile et ne se faisait que d'une façon intermittente. Faut-il y voir la preuve d'une exondation de la chaîne d'Ougarta par les mouvements calédoniens ? Une réponse positive indiquerait *a fortiori* que la chaîne axiale de l'Anti-Atlas fut également exhaussée par ces mouvements.

A en juger par la fréquence de la sédimentation calcaire, le climat chaud semble être revenu au Maroc dès la fin du Gothlandien. L'abondance de Polypiers simples et de faciès construits montre la persistance du climat chaud au cours du Dévonien, avec un maximum climatique au Dévonien moyen. Ce n'était cependant pas un « climat rubéfiant d'accumulation » comme sur le continent du vieux grès rouge : les produits de démantèlement de la chaîne calédonienne ne sont jamais rubéfiés. De même, les lacunes ne sont que rarement soulignées par des formations rouges. Celles-ci, quand elles existent, ne sont jamais puissantes.

On peut se demander si la généralisation de la sédimentation schisteuse au Dévonien supérieur était due à un nouveau refroidissement du climat. Le fait qu'une subsidence plus ou moins intense se déclenche à cette époque peut être interprété comme signe précurseur des premiers mouvements hercyniens.

F — CARBONIFÈRE

a) Généralités

Bien que son substratum soit constitué par la dernière chaîne précambrienne (huronienne), l'Anti-Atlas est, de par sa structure, une chaîne hercynienne, aussi l'étude de la période carbonifère et des vicissitudes de l'orogénie hercynienne prend ici un intérêt tout spécial. Cependant, les formations carbonifères sont trop peu développées dans le Domaine de l'Anti-Atlas pour permettre la reconstitution de la succession de phases hercyniennes. En outre, le Carbonifère est conservé surtout en dehors de la chaîne anti-atlasique, dans les bassins de Tindouf et de Colomb Béchar situés à l'extérieur de la zone plissée, dans des régions tectoniquement déjà beaucoup plus calmes. De ce fait le Carbonifère du Domaine de l'Anti-Atlas n'a pu enregistrer que certaines phases principales de l'orogénie hercynienne.

Or, l'étude du Carbonifère du Maroc tout entier permet de déceler une série de phases tectoniques qui s'échelonnent tout au long du Carbonifère. Ce sont d'abord des phases prémonitoires de faible envergure, puis, à partir du Westphalien, des paroxysmes importants. En voici la liste :

Phases prémonitoires :

1° Au cours du Strunien : phase bretonne ;
2° Entre le Strunien et le Tournaisien : sous-phase de Mars ;
3° Entre le Tournaisien et le Viséen : sous-phase de Nassau ;
4° Entre le Viséen inférieur et supérieur : sous-phase de Craven ;
5° Entre le Viséen et le Namurien
6° A la fin du Namurien inférieur
} phases sudètes ;

Phases paroxysmales :

7° Entre le Namurien et le Westphalien
8° Entre le Westphalien AB et C
} phases de l'Erzgebirge ;

9° Après le Westphalien C ou au début du Westphalien D
10° Au Stéphanien moyen
} phases asturiennes ;

Phase post-thume } 11° Après l'Autunien : phase saalique.

Le Dévonien se termine au Maroc par une régression de grand style : la majeure partie de ce qui sera plus tard la chaîne hercynienne émerge. C'est avec cette émersion, résultat de la phase tectonique strunienne (phase bretonne de STILLE), que commence l'orogénie hercynienne. Son histoire consiste d'abord dans l'avancée saccadée de la transgression dinantienne, entrecoupée par les phases tectoniques prémonitoires. Dans le Sud marocain et oranais, cette transgression s'étale à partir du bassin du Dra et d'autre part remonte le « sillon » de la Saoura. Les deux bras de mer font la jonction dans le Tafilalt dès le Viséen inférieur. Au Viséen supérieur la mer du Sud se confond, à travers le Haut Atlas, avec celle du Nord. Dès lors tout le Maroc est submergé. Des hauts-fonds, des îles et même des terres émergées plus ou moins importantes (notamment le promontoire de l'Ouzellarh) subsistent cependant.

Dans le Domaine anti-atlasique trois provinces se dessinent au Viséen : dans les bassins de Tindouf et de Colomb Béchar, la sédimentation est essentiellement calcaire ; entre ces deux bassins, dans le Tafilalt, elle reste schisteuse (ou schisto-gréseuse).

La régression définitive débute dès l'extrême fin du Viséen. Au Namurien, puis au cours du Westphalien, la mer se retire et les chaînes montagneuses s'élèvent. L'Anti-Atlas et la chaîne d'Ougarta s'individualisent (phases de l'Erzgebirge). Bordant ces deux chaînes, les deux bassins de Tindouf et de Colomb Béchar évolueront dorénavant séparément. Cette évolution, entièrement continentale dans le bassin de Tindouf, partiellement marine à Colomb Béchar, cesse au milieu du Stéphanien. C'est à ce moment que doit se placer le soulèvement de l'Anti-Atlas en un gigantesque pli de fond (phases asturiennes). En même temps commencent à fonctionner les bassins fermés stéphano-autuniens, comblés par les produits de démantèlement de la chaîne hercynienne. L'histoire hercynienne se termine, après la phase saalique, par une destruction définitive de la chaîne qui est recouverte par les formations rouges du Permo-Trias et les nappes de basaltes triasiques.

b) **Le Strunien** (Planche 8)

On ne peut étudier le sommet de la série dévonienne du Dra que dans l'anticlinal de Zemoul, ou plus à l'E encore, dans le Kreb de la Hammada du Dra ; plus en aval, des alluvions du Dra masquent ces couches. Or l'association faunistique caractéristique du Strunien apparaît 300 ou 400 m avant la fin de la série schisteuse du Dévonien supérieur. C'est en particulier (1) le cas du gisement fossilifère de Dfeil (source située au pied de

(1) Nous venons de voir dans le paragraphe consacré au Dévonien que *Sp. tornacensis* peut apparaître très tôt dans la série du Dévonien supérieur. D'après N. MENCHIKOFF, elle existerait déjà dans le niveau à Goniatites qui correspond aux zones II et III de WEDEKIND. Dans ces conditions, la séparation du Famennien et du Strunien, en l'absence de Goniatites, semble particulièrement délicate.

la hammada, sur la transversale d'Agadir Tissinnt, où des niveaux à faciès peu profond s'intercalent dans les schistes (détermination de Mme G. Termier) : *Spirifer tornacensis*, *Sp. tornacensiformis* H. et G. Termier, *Cryptospirifer verneuili* var. *disjunctus*, *Productella* sp., *Syringothyris* sp., *Avonia nigra*, *Camarotœchia* cf. *daleidensis*, *Pugnax* sp., *Bellerophon randerstonensis*, *Zygopleura* cf. *urei*, *Aglaoglypta* sp., *Euphemites* sp., *Pterinopecten* sp., *Eumicrotis* cf. *hemisphæricus*, *Sanguinolites omalianus*, *Edmondia omalianus*, cf. *Protoschizodus*, cf. *Sedgwickia*, *Cardiomorpha* cf. *obliqua*, *Orthoceras* sp.

Ces schistes sont surmontés par les grès du Tazoult. La crête appalachienne qu'ils forment est une unité morphologique d'une régularité frappante, qu'on suit le long du Dra jusqu'au Sahara Espagnol. Puissants de 250 m, les grès du Tazoult sont formés généralement de trois barres gréseuses successives. Ils sont très fossilifères : *Spirifer verneuili*, *Sp. tornacensis*, *Sp. strunianus* var. *alata*, *Rhynchonella laticosta*, *Schellwienella crenistria*, *Productella caperata*, *Productus prælongus*, *Pr. semireticulatus*, *Chonetes dalmani*, *Schizophoria* sp., *Camarotœchia* sp., *Athyris* sp., *Phillipsia* cf. *gemmulifera*, Crinoïdes, Lamellibranches.

C'est une formation très peu profonde à ripple-marks et pistes de vers. Le changement de sédimentation est brutal. Il correspond indubitablement à la première phase tectonique hercynienne qui se place donc très exactement au milieu du Strunien. Le matériel des grès du Tazoult proviendrait de la destruction de l'ébauche strunienne de la chaîne hercynienne.

Nous avons vu que tout le Maroc a été émergé par cette phase. C'était notamment le cas de l'Anti-Atlas du Tafilalt, ainsi que de la chaîne d'Ougarta. La mer s'est retirée dans le cœur du bassin de Tindouf et formait, semble-t-il, un golfe ouvert vers l'W. A l'E, on connaît les grèsdu Tazoult jusqu'au-delà de Tinfouchy. Au S, on les aperçoit sur la route de Tindouf à Fort Trinquet. Ils sont déjà bien moins puissants que dans le Dra, et n'existent plus à Aouïnet Legra (P. Gevin).

c) Le Tournaisien

Le Tournaisien inférieur à Goniatites a été découvert par le regretté A. Meyendorf à Gourara. Il a fourni des *Gattendorfia* et *Acrocanites* (G. Delépine). Il est possible que la sédimentation ait été ici continue entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère.

Cette première zone à Goniatites est suivie par des schistes à *Protocanites*, *Munsteroceras rotella* et *Imitoceras rotatorium* du Tournaisien supérieur.

Dans la Saoura, les premières Goniatites appartiennent au Tournaisien supérieur (*Imitoceras rotatorium*, *Munsteroceras parallelum*, *Prolecanites compressus* etc..). Elles se trouvent au-dessus des couches à Brachiopodes tournaisiens banaux (*Streptorynchus crenistria*, *Spirifer tornacensis* etc..).

Plus au N encore, dans l'ensemble Guir–Zousfana, les premières couches fossilifères sont déjà du Viséen inférieur. Le Tournaisien y est mal carac-

térisé. On lui attribue des grès de base sans fossiles. Ainsi, à partir de Gourara, la transgression dinantienne avance progressivement vers le N et envahit peu à peu à nouveau la région qui, au Dévonien, fournit le célèbre sillon à Goniatites.

En même temps, le golfe de Tindouf-Tinfouchy déborde largement. Dans le Dra, le Strunien est suivi en continuité de sédimentation par une puissante série schisto-gréseuse formant la plaine qui sépare le Tazoult de l'Ouarkziz, appelée la Betaïna (ou petite Betana). On doit l'estimer à près de 1 000 m, mais les premiers 100-200 m fournissent encore des *Spirifer* du groupe de *Sp. verneuili.*

Nous ne savons pas si cette poussée transgressive s'est avancée au N loin dans l'Anti-Atlas. A l'E, elle a atteint le Maïder : les schistes et grès très fossilifères, à *Sp. tornacensis*, forment les reliefs surbaissés de Khatert n'Aït Khebbach, situés au SW du Maïder. Enfin au S, la mer déborde largement sur la dorsale d'Yetti Karett–Eglab (P. Gevin).

Quelle était la forme de cette mer tournaisienne du S ? Sur le bord S du bassin de Tindouf, P. Gevin indique un développement du régime marin vers l'E. En particulier, le nombre de barres calcaires augmente dans cette direction. Dans le Dra, la puissance du Tournaisien tend également à augmenter d'W en E. La chaîne d'Ougarta s'avançait-elle en une vaste presqu'île entre le bassin de Tindouf–Tinfouchy et celui de la Saoura–Gourara ? Au S, la dorsale d'Yetti Karett–Eglab est-elle restée entièrement émergée ? Ces questions restent pour le moment ouvertes. On ne sait non plus quelle était l'importance des mouvements tectoniques anté-tournaisiens dans le Sud marocain. Il semble que cette phase de faible ampleur n'ait pas donné de plissements.

d) **Le Viséen calcaire**

Le Viséen du Bassin de Tindouf revêt le faciès saharien classique des calcaires bleus ou violacés à *Productus* et Polypiers. Les barres calcaires s'intercalent d'abord dans les schistes, deviennent de plus en plus abondantes à mesure qu'on s'élève dans la série, et finissent par donner une barre calcaire puissante. L'épaisseur totale de ce complexe calcaire est de 500 à 600 m.

Le Viséen constitue, sur le flanc N du bassin de Tindouf, la belle crête monoclinale du Jebel Ouarkziz, qui borde les plaines du Dra depuis le Sahara Espagnol jusqu'au Zemoul. Il se continue ensuite vers l'E sous la Hammada du Dra et réapparaît dans les vallées des oueds Oum el Assel et Khorb el Ethel pour aboutir finalement à la région de Tinfouchy. Sur le flanc S de la Hammada de Tindouf, les affleurements viséens forment des reliefs moins rajeunis et sont souvent masqués par les regs du Quaternaire ancien. Dans la région d'Aouïnet Legra, le correspondant de la crête du Jebel Ouarkziz est le Kreb ed Dga (P. Gevin).

On doit l'étude la plus complète du Viséen du flanc N du bassin de Tindouf à N. Menchikoff. Il fait commencer le Viséen avec les premiers bancs de calcaire bleu, qui ont fourni des *Productus hemisphæricus* dans

8

Schéma paléogéographique du Dinantien

Limite probable du golfe strunien
____ d° ____ des golfes tournaisiens
____ d° ____ de la mer du Viséen supérieur
____ d° ____ du golfe de Marrakech au Viséen moyen
Zone restée émergée au Viséen supérieur

les oueds Khorb el Ethel et Oum el Assel et des *P. pugilis* à la base de l'Ouarkziz. Il semble que le Viséen inférieur y soit réduit, car en montant dans la série on retrouve très vite les grands *Productus* caractéristiques du Viséen supérieur. Ce sont d'abord des *P. maximus* et *P. auritus* (à partir du tiers de la série) puis des *P. giganteus*. Cependant, un banc calcaire situé un peu au-dessus de la base, dans la région de Khorb el Ethel–Oum Touaba, a fourni à N. Menchikoff des *P. cora* associés à *P. concinus* et *P. martini*, ce qui indiquerait la présence du Viséen moyen.

Il semble donc que la série de l'Ouarkziz soit complète, malgré la faible puissance des termes inférieurs du Viséen. Elle est entièrement marine et montre une sédimentation continue depuis le Tournaisien jusqu'au Viséen supérieur. Le J. Ouarkziz est situé trop près du centre du bassin pour que sa série stratigraphique puisse refléter des mouvements de la mer qui ont eu lieu en bordure du bassin. Tout au plus, le changement brusque de sédimentation, à la limite du Tournaisien et du Viséen, traduit-il des changements paléogéographiques importants en rapport avec la phase tectonique post-tournaisienne et anté-viséenne.

Dans la province calcaire orientale, c'est-à-dire dans l'ensemble de la Saoura–Colomb Béchar, où nous avons suivi la progression de la transgression tournaisienne jusqu'à Mazzer, la mer du Viséen inférieur envahit d'un seul coup l'ensemble du territoire. Dans la zone du Guir–Zousfana (J. Bechar, J. Mezarif etc..) ce sont, comme dans l'Ouarkziz–Tinfouchy, des calcaires bleus ou violets. Ils surmontent des grès sans fossiles et contiennent dès leur base une faune viséenne typique. Comme dans le bassin de Tindouf, les couches inférieures appartiennent au Viséen inférieur (*Spirifer striatus*, var. *fascicostatus* Mench., *Sp. bisulcatus*, *Syringothyris cuspidata*, *Lithostrotion irregulare*, *Productus vaughani* etc.) et des grands *Productus* du Viséen supérieur (*P. maximus*, *giganteus*, *auritus* etc..) accompagnés de Polypiers (*Cyathophyllum*, *Dibunophyllum*) n'apparaissent que bien plus haut dans la série.

Cependant le Viséen inférieur n'est pas connu plus au N dans les massifs récifaux de Horreit et d'Antar, où les premières couches fossilifères appartiennent déjà au Viséen supérieur. La transgression du Viséen inférieur s'est donc arrêtée, sans atteindre le bord du Domaine atlasique, où, vraisemblablement, des reliefs plus ou moins importants existaient encore.

e) Le Viséen inférieur du Tafilalt

Le Viséen du Tafilalt est beaucoup plus instructif que celui des deux bassins calcaires installés dans des régions stables et rigides : nous sommes ici dans la partie N de la zone instable où s'élèvera plus tard la chaîne d'Ougarta.

Comme dans le Guir–Zousfana, la transgression du Viséen inférieur submerge brusquement la totalité du Tafilalt et s'avance même, semble-t-il, jusqu'à la limite du Domaine atlasique. L'ensemble de la chaîne d'Ougarta–Tafilalt qui, au Tournaisien, séparait encore le Domaine du Dra du Domaine de la Saoura, disparaît donc en tant qu'obstacle à la propaga-

tion des transgressions. Au contraire, tout au moins en ce qui concerne le Tafilalt, elle jouera dorénavant le rôle d'un sillon subsident à sédimentation essentiellement schisteuse ou schisto-gréseuse, puissante et monotone, séparant à l'E et à l'W les provinces stables à sédimentation calcaire.

Les plus intéressants sont évidemment les faciès à Goniatites, car ils permettent de préciser l'âge exact de cette poussée transgressive. G. Delépine a pu définir, dans la coupe type de la butte d'Erfoud, deux zones à Goniatites nettement séparées. Le niveau *a* représente l'extrême base du Viséen, le Waulsortien. Il est caractérisé par des espèces irlandaises et belges *(Pericyclus rotuliformis, P. fasciculatus, Nautellipsites hibernicus, Munsteroceras inconstans* etc..). La zone *b* comporte des faunes plus banales du Viséen inférieur franc : *Munsteroceras euryomphalum, Merocanites applanatus* etc..

Le Viséen inférieur n'est connu nulle part dans le Haut Atlas à l'E de son massif central. Il est donc vraisemblable que, dans toute la zone comprise entre Ouarzazate et Talzaza, la mer du Viséen inférieur n'a pu, nulle part, envahir le Domaine atlasique. Comme dans les confins algéro-marocains (massif de Horreit-Antar) elle s'arrêtait au bord de la plate-forme saharienne.

On ne connaît pas encore l'âge des formations gréso-schisteuses de la région comprise entre Tinjdad et Tinerhir, attribuées actuellement au Viséen. D'autre part, les synclinaux de la région de Mecissi, au S du Sarhro, contiennent du Viséen inférieur fossilifère. Faut-il en conclure que le Sarhro fut submergé par la transgression du Viséen inférieur ? Il est plus vraisemblable de supposer qu'elle entourait ce massif au S et à l'E, en pénétrant au N jusque dans la région de Tinjdad. Il est vraisemblable que toute la dorsale de l'Anti-Atlas, à l'W du Sarhro, est restée émergée.

D'une façon générale, le Viséen inférieur repose sur le Dévonien supérieur en concordance tout au moins apparente. Il semble donc que l'intensité de la phase tectonique post-tournaisienne et anté-viséenne n'était pas considérable dans le Sud marocain. Cependant il ne faut pas perdre de vue que le Viséen inférieur est toujours conservé dans les synclinaux où l'érosion anté-viséenne, si elle a eu cours, était forcément faible ou nulle. Dans quelques rares cas, comme par exemple dans le synclinal de Mecissi, on ne connaît pas de Dévonien supérieur au-dessous du Viséen inférieur : une discordance pourrait donc exister dans cette région à tectonique assez complexe.

f) Le Viséen supérieur

Au Viséen supérieur, la mer envahit d'un seul coup le Haut Atlas et, au-delà, la presque totalité du Domaine atlasique. Les mouvements tectoniques qui ont déclenché cette dernière poussée de la transgression, c'est-

à-dire la phase qui se place entre le Viséen inférieur (1) et le Viséen supérieur, ont été incontestablement les plus importantes de toutes les phases prémonitoires du Dinantien.

Le meilleur exemple de discordance du Viséen supérieur peut être observé dans le Jebel Begaa, à l'E de Taouz (G. Delépine et L. Clariond). Des calcaires subrécifaux du Viséen supérieur surmontent ici, en discordance angulaire, le Dévonien supérieur et le Viséen inférieur. Cette discordance existe aussi ailleurs, mais elle est généralement moins apparente. On peut citer le synclinal de Ras Staff, au N de l'Ougnat, où des calcaires subrécifaux semblables reposent sur du Gothlandien. Enfin, dans la colline de Khelil, un conglomérat puissant à gros éléments de calcaires dévoniens et gothlandiens, repose sur du Gothlandien à Graptolites. Un petit récif viséen à Polypiers surmonte ce conglomérat.

La sédimentation, au cours du Viséen supérieur, reste sensiblement la même qu'au Viséen inférieur. Ce sont des séries puissantes et monotones schisto-gréseuses. La région au N de la colline de Khelil, avec son alternance de schistes et de grès, ainsi que celle de l'Erg Chebbi, peuvent en donner une idée assez précise. G. Delépine a pu y reconnaître un large développement de la zone P_1 (III β) (Erfoud, Derkaoua, Taouz) avec *Goniatites crenistria*, G. *striatus*, *G. sphæricus*, *Beyrichoceras micronotum*, *B. obtusum*, *Sagittoceras* etc.. accompagnées de Nautilidés et de *Phillipsia ginwaldi*. La zone P_2 (III γ) n'y a pas encore été définie, cependant le passage au Namurien (zone E) semble être continu (Derkaoua).

A la base du Viséen supérieur se développent très souvent des calcaires récifaux. C'est le cas du J. Begaa ; plus à l'E, tout un ensemble de telles lentilles récifales contourne l'Erg Kseir ; au N, le Ras Staff est encore un exemple de tels récifs. Il est vraisemblable que la phase tectonique antérieure au Viséen supérieur a créé toute une série de hauts-fonds, où des récifs à Polypiers ont pu s'installer. D'ailleurs, la discordance du Viséen supérieur se voit mieux précisément dans les zones à récifs.

Dans le Haut Atlas, en bordure du Domaine anti-atlasique, le Viséen supérieur est connu dans maints endroits :

1. On le connaît tout d'abord à Moulay Brahim, au N du promontoire de l'Ouzellarh, célèbre par sa belle faune à *Productus (margaritaceus, scabriusculus, punctatus, longispinus, carringtonianus, pugilis)*, accompagnés d'autres Brachiopodes, de Fenestelles, d'Encrines, etc... découverts déjà par Balansa en 1867 (L. Neltner).

2. Le Viséen supérieur forme, plus à l'E, la bande d'Ourika-Zat qui borde également le Bloc oriental (L. Neltner, L. Clariond, F. Leca,

(1) L'âge des calcaires du J. Begaa prête encore à des controverses. Sa faune appartient plutôt au Viséen inférieur (G. Delépine) *Daviesiella comoides*, *Spirifer striatus*, *Sp. pinguis*, *Productus semireticulatus*, *P. pustulosus*, *P. mesolobus*, *Michelinia grandis*, *Carruthersella compacta*, *Zaphrentis koninckı*, *Cyathoclisia tabernaculum*, *Caninia cornucopiae*, *C. patula*, *C. cylindrica*, *Endothyra*, *Valvulina*.

Cependant, d'une part ils sont suivis par des schistes et grès du Viséen supérieur, d'autre part ils recouvrent en discordance une puissante (1 000 m) série schisto-gréseuse attribuable au Viséen inférieur et surmontant en concordance un Famennien daté. Aussi L. Clariond considère les calcaires du J. Begaa comme appartenant à la base du Viséen supérieur.

E. Roch). Elle a fourni, en plus d'une faune de Brachiopodes, des Goniatites de la zone P_1 (III β) : *G. crenistria*, *G. striatus*, *Prolecanites mixolobus*, ainsi que des *Posidonomya becheri*.

3. Enfin la boutonnière de Skoura, située en bordure du sillon préafricain, contient également du Viséen supérieur (L. Clariond, N. Gouskov, E. Roch) à Goniatites de la zone P_1 (*G. crenistria* ou *striatus*, *Beyrichoceras truncatum*, *Prolecanites serpentinum*) accompagnés d'une très riche faune de grands *Productus* et autres Brachiopodes, de Polypiers et d'Encrines.

4. Enfin à l'extrême E, les massifs d'Horreit et d'Antar, et le J. Grouz qui leur fait face, montrent deux faciès très différents du Viséen supérieur (N. Menchikoff). Les premiers sont formés de puissantes masses récifales qui se sont développées en bordure du Domaine anti-atlasique. Par contre le Viséen du J. Grouz est à faciès schisteux, caractéristique du Domaine atlasique. Le passage entre ces deux faciès se fait par un ensemble de calcaires lités qui s'imbriquent dans les schistes et y disparaissent.

Les schistes viséens du J. Grouz ont fourni une belle succession de faunes à Goniatites. C'est le seul endroit dans le Sud marocain, et même dans le Maroc tout entier, où les deux zones du Viséen supérieur (P_1 et P_2) et la première zone du Namurien (zone E) sont connues. Ainsi on connaît les zones P_1 et P_2 dans la région de Colomb Béchar (Ksar el Ajouj), mais le Namurien y manque ; par contre dans le Tafilalt, seules les zones P_1 et E ont été reconnues.

Il faut, semble-t-il, conclure que la régression post-viséenne s'est amorcée tout de suite après la zone P_1. Pendant la durée de la zone P_2, la mer viséenne se serait retirée dans des zones privilégiées, comme par exemple dans les confins algéro-marocains.

g) **Le Namurien et le Westphalien** (Planche 9)

Une nouvelle phase prémonitoire, correspondant à la phase sudète de Stille, se place à la limite du Viséen supérieur et du Namurien. Elle a provoqué de très grands changements paléogéographiques dans tout le Maroc, en accélérant la régression qui venait de s'amorcer à la fin du Viséen supérieur.

Il est difficile de mettre en évidence cette régression dans le Tafilalt où la présence du Namurien a été démontrée par G. Delépine au S de Derkaoua : *Homoceratoides paucilobatum*, *Nuculoceras nuculum*. *Cravenoceras nitidum*. Cette faune, qui indique la première zone du Namurien (zone E), caractérise les couches les plus récentes connues actuellement dans le Tafilalt et qu'on retrouve également à l'extrême S, à l'E de Taouz (L. Clariond).

Nous savons qu'un autre mouvement tectonique a eu lieu juste avant le Namurien supérieur (zone R). On peut admettre qu'il a chassé définitivement la mer des limites du Tafilalt.

Dorénavant l'histoire géologique se concentrera dans le bassin namuro-

9

Schéma paléogéographique des bassins Westphaliens et Stéphaniens

Bassins stéphaniens
(Stéphanien supérieur - Autunien)

Bassins westphaliens
(Westphalien - Stéphanien inférieur)

westphalien : dans les bassins de Colomb Béchar (Kenadza, Sfaïa) d'une part, dans celui de Tindouf d'autre part. L'étude des premiers sortirait du cadre du présent travail. Le deuxième est encore trop mal connu pour permettre une analyse détaillée des événements.

La régression post-viséenne se traduit, dans le bassin de Tindouf, par le dépôt d'une puissante couche de gypse saccharoïde (50 – 60 m). On la traverse en descendant de l'Ouarkziz (Oum el Achar) vers le S. Elle se continue à l'E jusqu'au-delà de la transversale de Kheneg Tafagount, se perd à l'E dans le Sahara Espagnol.

Cet épisode régressif est suivi par une nouvelle transgression de courte durée (200 m de calcaires alternant avec des schistes) dont l'âge reste à fixer. Pour des raisons de symétrie, on aimerait y voir du Namurien. En effet, cet étage existe sur le flanc S du bassin (km 75 de la piste de Tindouf à Fort Trinquet) avec : *Productus* aff. *margaritaceus*, *P. scabriusculus*, *P. muir-woodi*, *Chonetes longispinus*, *Ch. mosensis*, *Euphemus* sp., *Anthracomya* sp.

La partie centrale du bassin est remplie par une série continentale d'abord essentiellement gréseuse (grès bruns, noirs ou rougeâtres), puis argilo-schisteuse (rouge, rose ou brun rouge) de plus de 3 000 m d'épaisseur. On ne connaît encore que quelques mauvaises empreintes végétales et des débris de tiges de *Calamites*, découverts jadis par N. Menchikoff à la Guelta Kheneg Azam. Il s'agit vraisemblablement de Westphalien.

h) **Phases paroxysmales de l'orogénie hercynienne** (Planche 10)

Les phases paroxysmales de l'orogénie hercynienne, déduites de l'étude des bassins houillers de Djerada, de Kenadza et de Christian, peuvent être subdivisées en deux groupes :

1. Les phases de l'Erzgebirge qui se situent entre le Namurien et le Westphalien C (phase post-namurienne et phase postérieure au Westphalien A et B);

2. Les phases asturiennes survenues après le Westphalien C (la phase de la fin du Westphalien C et la phase du milieu du Stéphanien).

On peut appeler les premières : paroxysmes des plis de couverture, les secondes : paroxysmes des plis de fond.

Au cours des premières se sont produits les phénomènes suivants :

1. Mise en place des dykes et sills de dolérites dans des séries stratigraphiques non encore plissées ou à peine plissées (la venue des dolérites aurait pu être même un peu plus ancienne et dater de la phase du milieu du Namurien);

2. Plissement majeur du matériel hercynien déjà injecté de dolérites;

3. Mise en place des filons, sills et laccolites de microgranites dans le Domaine atlasique ;

4. Métamorphisme général des alentours du Tichka, dans le Bloc oriental, et des Rehamna ;

5. Mise en place des granites syntectoniques du type du granite du Tichka (H. et G. Termier) ou des Jebilet (F. Permingeat) (à moins que le granite du Tichka ne soit bien plus ancien et ne date de l'orogénie calédonienne).

Pendant les paroxysmes des plis de fond, ont eu lieu d'autres phénomènes :

1. Erection des plis de fond et naissance de grands accidents cassants, comme l'accident majeur de l'Anti-Atlas;

2. Mise en place des granites post-tectoniques ;

3. Une dernière venue doléritique qui a traversé le Westphalien et le Stéphanien des bassins houillers de Kenadza et d'Abadla (A. Meyendorf, P. Deleau).

Parmi toutes ces venues éruptives, seule la première intéresse le Domaine de l'Anti-Atlas. En effet, les granites hercyniens n'existent pas dans l'Anti-Atlas. La granitisation semble être l'apanage des zones géosynclinales à matériel sédimentaire neuf, ce qui est le cas du Domaine atlasique dans le cours du cycle calédono-hercynien. Ainsi l'Anti-Atlas a passé par ce stade au Précambrien et son socle précambrien est intensément granitisé. Pendant l'orogénie hercynienne, il était déjà trop rigide pour que sa série paléozoïque puisse être granitisée.

Par contre, les granites hercyniens du Domaine atlasique peuvent apparaître à proximité du front africain. C'est le cas du granite du Tichka (H. et G. Termier) considéré comme syntectonique, ainsi que des granites, pour la plupart post-tectoniques, d'Azegour et des Jebilet. Le premier se situe dans l'angle obtus formé par le bord africain et le front du promontoire de l'Ouzellarh, les deuxièmes se disposent en couronne, à quelque distance de ce promontoire.

Il faut cependant signaler un granite curieux, situé dans le Tifnout, dans la zone des accidents tectoniques séparant le bâti de l'Anti-Atlas du promontoire de l'Ouzellarh. Appelé « granite d'Imorsane » par H. Vincienne, il pourrait être d'âge hercynien. Il recoupe les granites précambriens ainsi que les filons de roches vertes qui les lardent. La minéralisation qui l'accompagne (molybdénite) est sensiblement la même qu'à Azegour et au Tichka.

i) Dolérites hercyniennes

Le principal système de dykes et sills doléritiques se trouve à cheval sur l'Anti-Atlas central et oriental. Il consiste en un dyke (ou plutôt une série de dykes se relayant) orienté SW – NE et long de 120 km. Il traverse à l'emporte-pièce le flanc S du Sarhro, le Dra moyen, le chaînon de Bou Azzer – El Graara et le Bani, c'est-à-dire toute la série stratigraphique du Précambrien I à l'Ordovicien. Arrivé dans le Dévonien des plaines du Dra,

ce dyke donne naissance à toute une série de sills et de petits laccolites. La première série de sills, longue de 50 km, s'injecte dans les grès emsiens des richs (entre Agadir Tissinnt et Foum Zguid). Le deuxième système de sills et laccolites, bien plus important (près de 200 km), s'étale dans le Dévonien supérieur (entre la transversale de Tata et celle du Coude du Dra). Enfin le dernier sill se loge dans les grès struniens.

On retrouve les mêmes dykes autant dans le Zemoul et les boutonnières primaires de la Hammada du Dra (jusqu'à Tinfouchy), qu'au S du bassin de Tindouf, dans la région d'Aouïnet Legra. On peut en déduire que les dykes nourriciers se continuent vers le S, à travers tout le bassin de Tindouf. Ils auraient une longueur totale de 50 km. L'ensemble impressionnant de dykes et de sills, s'étalant sur une superficie de 50 km de longueur et 200 km de largeur, formerait un des plus grands systèmes doléritiques du monde.

Ce sont des dolérites classiques très fraîches, à belle structure intersertale ou ophitique, avec pigeonite et parfois de l'hypersthène. Le feldspath est zoné avec, au cœur, du labrador ou de la bytownite (60 à 80 % d'anorthite) et sur les bords de l'andésine (à 30 % d'anorthite). La présence de mica et de micropegmatite d'orthose, dans les interstices entre les cristaux de pyroxène, indique des actions pneumatolytiques.

Dans l'Anti-Atlas occidental on ne connaît des dolérites que le long d'un des grands accidents SW - NE, notamment la faille de Tazalakht. Elles forment une série de petits pointements qui jalonnent cet accident en traversant le Géorgien (par exemple piste d'Irherm à Akka).

Dans l'Anti-Atlas les dolérites sont plus nombreuses, mais ne semblent pas former de systèmes cohérents. On les connaît accompagnant des petits massifs de norites dans le Maïder (dans le Viséen). Plusieurs dykes injectent le Dévonien à l'E du Tafilalt. Ils existent également dans la région de Taouz. Comme dans le Dra, c'est le Dévonien qui semble être le terrain qu'ils injectent de préférence (L. Clariond, J. Agard, J. Bouladon, G. Jouravsky, F. Permingeat).

Cette venue doléritique est antérieure au plissement de la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas. En effet, les sills sont plissés avec les formations qu'ils injectent. Ce phénomène est particulièrement net dans le synclinal de Mrhimima séparant le dôme ordovicien du J. Hamsaïlikh du Bani. Ainsi les principales cassures SW - NE qui ont livré passage au magma doléritique seraient antérieures aux plissements. C'est en particulier le cas de la cassure de Tazalakht qui passe au SE d'Irherm, et de celle du dyke de Foum Zguid – J. Oussouksti, allant de Foum Zguid au Sarhro. A en juger d'après le massif du Maroc central, où les dolérites injectent la série vraisemblablement namurienne de Fourhal, la venue doléritique serait anté-westphalienne (ou daterait même du milieu du Namurien).

j) La Chaîne hercynienne anti-atlasique

Le plissement général de la couverture daterait du principal paroxysme antérieur au Westphalien C, c'est-à-dire de l'une des dernières phases

de l'Erzgebirge. Les faisceaux des plis de couverture sont assez indépendants par rapport aux grands ensembles architecturaux de la chaîne anti-atlasique. Ils s'intègrent dans l'ensemble plissé de la chaîne hercynienne marocaine. Nous avons vu qu'on pouvait y distinguer trois faisceaux de plis :

1. Le système mésétien, ou de la Meseta, de direction méridienne ou légèrement NNE ;

2. Le système atlasique principal WSW - ENE, ou même W - E ;

3. Le système ougartien, ou de la chaîne d'Ougarta, NW - SE.

Les causes architecturales de ces trois systèmes de plis semblent être les suivantes : les poussées venant surtout du SE, les plis du système atlasique se forment le long du front rigide de l'arrière-pays. A l'W, c'est le bord S de la fosse de subsidence que nous avons vu fonctionner dans la partie NW de l'Anti-Atlas et qui est, somme toute, la terminaison SW du géosynclinal calédonien. Le faisceau des plis atlasiques est rejeté ici sur le bord S de la chaîne. A l'E, le front du continent africain est représenté par la dorsale Sarhro-Ougnat qui matérialise ici même le faisceau des plis atlasiques.

Le système mésétien est né dans la fosse de subsidence de la partie NW de l'Anti-Atlas. Ses éléments internes (orientaux) se moulent contre le bord E de cette fosse, c'est-à-dire contre les éléments résistants de l'Anti-Atlas central et le promontoire de l'Ouzellarh (Bloc oriental).

Enfin la direction ougartienne est celle de la zone faible traversant le Sahara septentrional et qui, comme nous l'avons vu, existait dès le Géorgien. Comprimée au cours de l'orogénie hercynienne, elle a imposé sa direction aux éléments tectoniques de la moitié E de l'Anti-Atlas jusqu'à leur rencontre avec le faisceau des plis atlasiques.

Les différents plis ou faisceaux de plis de couverture se moulent autour des plis de fond locaux qui apparaissent actuellement sous forme de boutonnières, « taches » ou massifs précambriens. Cette disposition particulièrement nette dans la région de Taliouine, ne peut généralement s'expliquer que par un décollement de la couverture par rapport à son substratum rigide. Ce sont les calcaires inférieurs qui jouent le rôle de couche plastique. On y observe des plissements locaux intenses, allant jusqu'aux empilements de petits plis couchés ou déversés, de plis en genou, en champignon, etc... Ces accidents de détail s'amortissent rapidement vers le haut et n'intéressent généralement pas les calcaires supérieurs.

L'érection du vaste bombement de fond de l'Anti-Atlas, bombement repris plus tard par l'orogénie alpine et formant actuellement la chaîne anti-atlasique, daterait du paroxysme asturien. L'étude du bassin de Kenadza permet de le dater du milieu du Stéphanien.

Ce bombement de fond est indépendant des plis de couverture. Il n'est pas influencé non plus par les anciennes fosses de subsidence. Il semble résulter de la reprise, par les mouvements hercyniens, de la chaîne

10

Schéma tectonique des plissements hercyniens

anti-atlasique précambrienne, c'est-à-dire du bourrelet frontal qui s'est formé en bordure du continent africain, lors de la dernière orogénie précambrienne.

De direction WSW - ENE, ce bombement de fond général tend à se confondre avec le système de plis atlasiques. Dans l'Anti-Atlas occidental, sa forme générale se superpose au faisceau des plis de couverture mésétiens, d'orientation sensiblement méridienne. Tous ces plis de couverture ont leurs axes inclinés de 30 à 45° et même davantage, sur les deux flancs du pli de fond. Au N, ils plongent sous la plaine du Sous ; au S, sous les plaines périphériques, les feijas. La même indépendance du pli de fond et des plis de couverture s'observe dans la zone d'ennoyage entre le bouclier de l'Anti-Atlas et le pli de fond de Taïssa – Guir – Bas Dra. Les axes des plis de couverture, appartenant ici au faisceau atlasique (SW-NE), subissent un ennoyage de fond, ce qui crée le régime du « Bani plissé » (entre Goulimine et Foum el Hassane).

Cette « disharmonie » entre les plis de couverture et le pli de fond anti-atlasique ne peut pas s'expliquer par un plissement unique. Le plissement du couverture daterait de la première époque paroxysmale, c'est-à-dire de l'orogénie de l'Erzgebirge ; l'érection des plis de fond de l'Anti-Atlas des derniers paroxysmes, c'est-à-dire de l'orogénie asturienne.

Aux plis de couverture et bombement de fond se superposent les grands accidents longitudinaux, indépendants de la structure hercynienne, et dus à des prédispositions structurales du substratum précambrien. Cela est très net pour « l'accident majeur » de l'Anti-Atlas qui va du Sous au Tafilalt en passant par Zagora. Nous avons vu que le long du flanc S du massif du Siroua, ainsi que dans les boutonnières de Bou Azzer et d'El Graara, il suit une zone d'accidents précambriens injectés de serpentine. Ces grands accidents recoupent à l'emporte-pièce les structures hercyniennes. Ainsi le graben de Zagora recoupe le chaînon ougartien d'El Graara – Zagora.

L'accident sud-atlasien actuel, qui est dû à une rigidité inégale des bâtis profonds des Domaines atlasique et de l'Anti-Atlas, existait vraisemblablement déjà à l'époque hercynienne. En effet, les étroites fosses de subsidence du Stéphanien des Ida ou Zal et des Ida ou Ziki se trouvent sur le tracé de cet accident. On peut peut-être en conclure que l'âge de ces grands accidents est relativement tardif. Ils pourraient s'amorcer au cours du paroxysme des plis de fond et n'atteindre leur allure et leur rejet définitif qu'à la suite de la phase posthume post-autunienne (phase saalique).

k) Bassins stéphano-autuniens et phase posthume

Au cours des paroxysmes post-westphaliens, autant le Domaine de l'Anti-Atlas que le Domaine atlasique sont soulevés en vastes chaînes de montagnes. Leur destruction reprendra au cours du cycle de sédimentation continentale stéphano-autunienne, puis pendant le « Permo-Trias. Cette longue période de destruction ne sera interrompue que par la phase tectonique posthume post-autunienne ou phase saalique.

CHAPITRE III

EVOLUTION POST-HERCYNIENNE

Le cycle orogénique hercynien a définitivement incorporé le Domaine de l'Anti-Atlas au continent africain. Il restera terre ferme pendant tout le Secondaire et tout le Tertiaire. L'histoire géologique se jouera dorénavant sur ses bordures et en particulier sur son bord N. La chaîne elle-même restera soumise à une évolution continentale dont il ne subsiste aucune trace et qu'aucun jalon ne permet de reconstituer. L'Anti-Atlas se présentait vraisemblablement sous forme de terre basse et plate que les transgressions marines venaient baigner sans y pénétrer. Ce n'est qu'avec les premières secousses de l'orogénie alpine, qui ont remis en route des cycles successifs d'érosion, qu'on pourra parler de nouveau de l'histoire de l'Anti-Atlas.

A — « PERMO-TRIAS »

Des reliefs surbaissés existaient et jalonnaient encore l'Anti-Atlas au cours du dépôt des formations rouges appelées « Permo-Trias » : elles n'existent pas à l'intérieur de la chaîne, mais sont largement répandues dans le Domaine atlasique.

Cette série se présente sous deux aspects : dans la partie occidentale du Haut Atlas, depuis Argana à l'W, jusqu'à Skoura à l'E, ce sont des séries puissantes de plusieurs centaines à mille mètres, comportant à la base des conglomérats et des grès rouges, au sommet des marnes rouges ou versicolores. Dans la moitié orientale du Haut Atlas, les marnes rouges sont seules présentes et leur épaisseur ne dépasse généralement pas quelques dizaines à une centaine de mètres. Autant le Permo-Trias puissant, de faciès occidental, que les séries réduites, de faciès oriental, peuvent contenir des gisements de sel gemme.

L'âge exact de ces formations est encore mal connu. En particulier rien ne permet d'affirmer la présence du Permien à leur base. Tous les gisements fossilifères qui ont été découverts ces dernières années, que ce soit des plantes, des Mollusques ou autres fossiles, indiquent invariablement le Trias, et même un Trias assez élevé. La dernière de ces découvertes, celle d'*Estheria minuta* et *E. destombesi* dans la région d'Argana (détermination de Mme S. Defretin sur des échantillons récoltés par E. Fauvelet), indique le Keuper.

Les immenses coulées de basaltes doléritiques. sont une autre parti-

cularité de cette curieuse époque pendant laquelle toute la chaîne hercynienne marocaine a été complètement nivelée. Ce volcanisme intense qui a fini par recouvrir la majeure partie du Domaine atlasique par des nappes basaltiques, fait penser à l'époque volcanique du Précambrien III, au cours de laquelle la dernière chaîne précambrienne a pratiquement disparu sous un amoncellement de laves et de produits de projection. Tout comme ces laves anciennes diminuent d'importance vers le S, les basaltes « permo-triasiques » n'ont recouvert que le Domaine atlasique et n'ont pas envahi l'Anti-Atlas.

La distribution du « Permo-Trias » puissant dans la moitié W du Haut Atlas est très significative. Il forme d'abord le couloir d'Argana, qui n'est autre que l'enveloppe externe du Bloc occidental. Il remplit ensuite le fossé du N'Fis séparant le Bloc occidental du Bloc oriental. On passe de là, presque sans discontinuité, à l'enveloppe « permo-triasique » du Bloc oriental. Le « Permo-Trias » entoure complètement le promontoire de l'Ouzellarh au N et à l'E, puis, par Imini et le Tidili, vient envahir le sillon préafricain. Il s'amincit cependant rapidement vers le S en s'approchant du flanc N de l'Anti-Atlas. Plus à l'E encore, le « Permo-Trias » se développe largement dans toute la partie W du Haut Atlas central, jusqu'à l'extrémité E de la boutonnière de Skoura. Les basaltes doléritiques suivent généralement le « Permo-Trias ». On n'en connaît cependant pas dans le fossé du N'Fis. Il y a tantôt une, tantôt plusieurs coulées séparées par des surfaces rubéfiées (on peut les observer par exemple sur la route d'Ouarzazate, dans la vallée d'Imini : les coulées montrent ici un délit en prismes tout à fait caractéristique).

Cette répartition permet de conclure que l'Anti-Atlas central et la majeure partie de l'Anti-Atlas occidental étaient en relief. Une chaîne de reliefs s'en écartait vers le N le long du chaînon mésétien. Un autre groupe de reliefs, séparé du précédent par une dépression longeant le N'Fis actuel, marquait tout au moins une partie du promontoire de l'Ouzellarh. Enfin une dépression (Tidili), comprise actuellement dans le sillon préafricain, séparait partiellement ce dernier de l'Anti-Atlas central. Cette dépression disparaissait vers l'E où les reliefs anti-atlasiques arrivaient jusqu'à la limite du Domaine atlasique (Skoura). Le véritable sillon préafricain n'existait donc pas encore.

Les produits du démantèlement des reliefs que nous venons d'esquisser, comblaient les dépressions qui les entouraient. La puissance considérable du « Permo-Trias » de ces dernières, permet de supposer qu'elles étaient soumises à un régime d'affaissement subsident.

Cependant, bien plus à l'E, dans la région d'Aoufous (vallée du Ziz), des sondages ont montré la présence d'un Permo-Trias marneux, du type atlasique oriental, accompagné de basaltes (350 à 500 m). Nous sommes ici au-delà de l'Ougnat, en face de l'ennoyage d'axe du Tafilalt, où le sillon préafricain actuel s'élargit et s'approfondit rapidement. Une dépression devait exister ici, déjà au « Permo-Trias ». Elle a persisté d'ailleurs au début du Lias.

Plus à l'E encore, autour des massifs de Talzaza, au pied du Jebel

Grouz, dans la Chebka Fendi, le Trias est réduit ou absent. Ce sont également des marnes rouges, accompagnées ou non de basalte.

Il semble donc que tout l'Anti-Atlas oriental était déjà parfaitement aplani et que les marnes rouges permo-triasiques venaient se déposer tranquillement sur son bord N.

B — JURASSIQUE (Planche 11)

D'une façon générale, les mers liasiques et jurassiques n'ont envahi que le Domaine atlasique et s'arrêtaient le long de la limite du Domaine de l'Anti-Atlas.

On retrouve, au cours du Jurassique, sensiblement la même disposition paléogéographique qu'au Permo-Trias. Un premier bassin, ouvert vers l'W, se forme à l'W du Bloc occidental ; un deuxième, plus important, ouvert vers le NE et l'E, se continue jusqu'au-delà de la frontière algérienne. Le sillon du N'Fis n'a pas été intéressé par les transgressions du Jurassique. Le Massif ancien du Haut Atlas tout entier formait corps avec l'Anti-Atlas.

Le fonctionnement des deux bassins n'était pas synchrone :

Dans le bassin de l'W, le Lias est peu puissant et mal caractérisé ; le Jurassique moyen est lagunaire. Par contre, le Jurassique supérieur y est puissant et largement développé.

Dans le grand bassin atlasique, le Lias est largement développé et suivi d'un Jurassique moyen puissant. La mer se retire cependant à la fin du Bathonien. C'est la première poussée transgressive, celle du Lias inférieur, qui a avancé le plus loin. On connaît des calcaires liasiques au N et au S de l'extrémité E du Bloc oriental, jusqu'à une transversale allant de l'Oued Zat à l'Oued Imini. Au Lias moyen on constate un premier recul de la mer : on ne connaît de formations domériennes qu'à partir de la transversale de la Tessaout – Skoura (E. Roch). Un nouveau recul régressif caractérise le Lias supérieur, notamment le Toarcien. A cette époque, des formations rouges se développent largement dans la partie W du Haut Atlas calcaire. Des influences continentales se font sentir même jusqu'au Dadès et au Todrha (E. Roch, G. Dubar). Une nouvelle transgression s'amorce à l'Aalénien et se développe au Bajocien. Elle avancera vers l'W sensiblement aussi loin que le Domérien (E. Roch). Avec le Bathonien débute le recul définitif de la mer. La régression deviendra totale dès la fin de cet étage et des grès et marnes rouges recouvriront la majeure partie du Haut Atlas.

Ces oscillations des mers jurassiques, très sensibles dans le sens W-E, se retrouvent avec beaucoup moins de netteté le long de la bordure du Domaine anti-atlasique. La ligne des rivages était ici beaucoup plus constante : l'Anti-Atlas formait une véritable terre ferme en bordure de la mer atlasique. Les épaisseurs des termes successifs se réduisent rapidement en s'approchant de la côte. Des faciès côtiers et des intercalations rouges y apparaissent ; les termes marneux se réduisent et sont remplacés par une

sédimentation essentiellement calcaire ; des calcaires construits à Polypiers et grands Lamellibranches (*Opisoma*, *Perna*, etc..) prennent un très grand développement au Domérien. Le passage de ces séries côtières ou subcôtières vers les formations puissantes et subsidentes de la fosse atlasique est relativement rapide et se fait sur 10 à 20 km.

Il faut souligner la rareté, ou même l'absence complète, de conglomérats et de grès le long de cette côte. Les intercalations rouges dans les formations côtières sont formées de marnes et d'argiles. La terre ferme était donc parfaitement aplanie. Des grès apparaîtront dans les formations rouges bathoniennes (ou post-bathoniennes). Cette grande régression fut donc provoquée, semble-t-il, par un léger soulèvement de l'Anti-Atlas. Il est à remarquer que la puissance de ces formations rouges post-bathoniennes devient considérable à l'E, vers la frontière algérienne, c'est-à-dire à partir de la terminaison orientale de l'Anti-Atlas. On peut se demander si l'Anti-Atlas formait écran à cette époque. En deçà de sa terminaison orientale, le matériel rubéfié serait alors d'origine locale, anti-atlasique ; au-delà par contre, d'origine saharienne.

Les mers liasiques et jurassiques peuvent déborder localement sur la plate-forme anti-atlasique. Nous avons vu que la transgression du Lias inférieur a envahi le sillon permo-triasique du Tidili. Cette anomalie a lieu dans un point singulier, sur le flanc E du promontoire de l'Ouzellarh.

Un autre golfe, bien plus prononcé, est le golfe de la Chebka Fendi. Il se trouve à l'extrême E, au-delà de la frontière algérienne et marque la terminaison orientale de la chaîne anti-atlasique. Le golfe de la Chebka Fendi a fonctionné au Lias et au Jurassique moyen (J. J. Canet).

Enfin les sondages de la région d'Aoufous (Oued Ziz) ont découvert un troisième golfe qui se situe dans la région de Ksar es Souk — Boudenib et est entièrement masqué par le Crétacé. La série stratigraphique comporte ici une masse puissante d'anhydrite, accompagnée de sel gemme et suivie de dolomies (350 m). Cette formation lagunaire appartient, semble-t-il, au Lias inférieur (L. Clariond). Cette lagune frontale de la mer liasique se situe en face de la zone d'ennoyage d'axe du Tafilalt.

L'abondance de la sédimentation calcaire, les récifs à Polypiers, les lagunes à anhydrite, sont autant d'indices pour conclure que le climat jurassique fut chaud. Il n'était cependant pas toujours rubéfiant. Les principales époques du climat rubéfiant sont d'une part le Lias supérieur, et en particulier le Toarcien, d'autre part la fin du Bathonien. Cette dernière phase climatique s'est vraisemblablement continuée, tout au moins au début du Jurassique supérieur.

Toutes ces allées et venues de la mer reflètent de légers mouvements tectoniques qui déformaient le Domaine atlasique. Leur influence sur le bouclier anti-atlasique est difficile à mettre en évidence. Seuls les derniers de ces faibles mouvements — comme le mouvement bathonien dont nous avons parlé plus haut, la phase anté-kiméridjienne (E. Roch) ou celle qui se place au milieu du Crétacé inférieur (J. Marçais) — auraient pu provoquer des déformations dans le Domaine de l'Anti-Atlas. En effet, avec

11
Schéma paléogéographique
des mers du Lias
et du Jurassique

12

Schéma paléogéographique du Mésocrétacé

Golfe du Bas Dra et du Sahara espagnol

le Mésocrétacé, la paléogéographie du Sud marocain subit des changements importants.

C — CRÉTACÉ

a) Le Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur marin n'est connu qu'à l'W du Massif ancien du Haut Atlas où il forme la célèbre « fosse des Haha » (E. Roch). La sédimentation semble être continue, ici, entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Vers le S, les formations marines de la fosse des Haha passent à des formations continentales.

Partout ailleurs sur le pourtour de l'Anti-Atlas, au Crétacé inférieur correspondent des formations rouges, gréseuses à la base, marneuses au sommet et qu'on a pris l'habitude d'appeler l'Infracénomanien. Nous l'étudierons dans le paragraphe suivant.

b) La trilogie mésocrétacée (Planche 12)

Le Crétacé moyen n'est entièrement marin que dans l'Atlas occidental. On observe à Agadir une puissante série de marnes vertes à *Ostrea syphax* du Cénomanien, surmontée par un ensemble de calcaires lités à silex à *Astarte seguenzæ* et *Rostellaria maroccana* rapporté au Turonien. En quittant le Sous occidental on retrouve rapidement la série mésocrétacée typique, constituée par trois termes que nous retrouverons sur tout le pourtour de l'Anti-Atlas :

a) Grès rouges infracénomaniens à la base ;

b) Marnes cénomaniennes à gypse, rouges ou versicolores, au milieu ;

c) Calcaires cénomano-turoniens au sommet.

La série continentale des grès rouges infracénomaniens (0 à 300 m) a fourni dernièrement à R. Lavocat une faune de Poissons et de Reptiles (pourtour du Tafilalt, pied de la falaise des Kem Kem) : *Onchopristus nitidus*, *Ceratodus africanus*, Crocodiliens, Dinosauriens géants (les pièces de squelette d'un individu, extraites par R. Lavocat du gisement de la Gara es Seba, près de Zguilma, à l'E du Coude du Dra, permettent d'estimer à 30 m la longueur de cet animal ; une des vertèbres mesure 1,50 m). Cette faune est connue dans le « Continental intercalaire » du Sahara (E. Haug) ainsi que dans le Cénomanien d'Egypte.

Les marnes lagunaires à gypse du Cénomanien (100 à 200 m) peuvent encore contenir à leur base des dents de *Ceratodus africanus* et des écailles de Ganoïdes.

Enfin les calcaires cénomano-turoniens (100 à 150 m), franchement marins, fournissent dans leur couche de base de riches faunes du Cénomanien supérieur et, plus haut, des faunes du Turonien inférieur : Ammonites :

Neolobites vibrayeanus (Cénomanien), *Hoplitoides mirabilis*, *Fagesia peroni*, *Mammites*, *Pseudotissotia*, *Vascoceras* (Turonien) ; Oursins : *Heterodiademia lybicum*, *Dorocidaris taouzensis*, *Hemiaster batnensis*, *Micropedina olisiponensis*, *Gentilia chouberti* etc.. Rudistes : *Eoradiolites lyratus*, *Apricardia archiaci* etc... Bivalves variés : *Exogyra olisiponensis*, *E. delettrei*, *E. columba*, *Plicatula fourneli*, *P. auressensis*, *P. batnensis*, *Astarte seguenzæ* etc... Gastéropodes : *Strombus incertus*, *Apporhais dutrugei* et, dans les couches franchement turoniennes, des Nérinées (*N. requieni*), *Rostellaria maroccana* etc...

La répartition de cette série mésocrétacée dans le Domaine de l'Anti-Atlas, que nous étudierons tout à l'heure, permet de mettre en évidence les modifications qui s'y sont produites vers la fin du Jurassique ou le début du Crétacé : un léger rejeu du pli de fond anti-atlasique et vraisemblablement un premier soulèvement d'une partie du futur Haut Atlas, notamment du promontoire de l'Ouzellarh et de la moitié occidentale du Haut Atlas central ; par contre, en compensation, un léger abaissement de la zone séparant ces deux régions soulevées (approximativement du Sous à Tinerhir), autrement dit une première ébauche du sillon préafricain.

Vers le S, le Mésocrétacé est largement transgressif par rapport au Jurassique. Cette série qui a recouvert la majeure partie du Domaine atlasique, a dépassé au S sa limite et est venue recouvrir le flanc S de l'Anti-Atlas. Somme toute elle a envahi pratiquement tout le sillon préafricain actuel. Au S de l'Anti-Atlas, le Mésocrétacé forme le bassin elliptique, actuellement indépendant, de Taouz. A l'W, à l'embouchure du Dra et dans le Sahara Espagnol, elle forme un golfe ouvert vers l'W.

On peut reconstituer les limites de ces bassins grâce à des faciès côtiers et subcôtiers de la série crétacée. En s'approchant des côtes, la série normale, puissante de 400 à 500 m, diminue progressivement d'épaisseur. Les marnes cénomaniennes se chargent de sable, la dalle calcaire cénomano-turonienne s'amincit et perd peu à peu ses niveaux fossilifères. Tandis que l'épaisseur de la série se réduit à quelques mètres seulement, la dalle calcaire se termine en biseau contre le substratum paléozoïque. Ailleurs, les grès infracénomaniens s'avancent et recouvrent seuls la surface du Primaire. Celle-ci n'est d'ailleurs pas toujours aplanie. On peut y reconnaître des creux remplis par ces grès rouges et des bosses qui en émergent. Parfois un vague relief appalachien peut être reconstitué.

Les faciès réduits côtiers et subcôtiers ne sont que rarement conservés par l'érosion. La reconstitution des limites des bassins mésocrétacés comporte donc une certaine part d'extrapolation. Les premiers témoins de Crétacé côtier sont connus au SW de Tiznit, près de Mighleft (J. Bourcart). Il faut aller ensuite à l'extrémité E de la plaine du Sous où on les retrouve à Aoulouz. Tout le long du Sous, les faciès côtiers bordaient donc au S le bassin franchement marin du Haut Atlas occidental (fosse des Haha). Le Bloc oriental (promontoire de l'Ouzellarh) est entouré de Crétacé réduit. J. Dresch en a conclu que sa zone centrale est toujours restée émergée. Un chenal à Crétacé réduit le contourne par le S (col du Sous). On retrouve des faciès côtiers et subcôtiers dans la région d'Imini. D'ailleurs les gisements

de manganèse d'Imini (comme aussi ceux de Tasdremt près d'Aoulouz) sont interprétés actuellement comme des dépôts côtiers. Il faut aller ensuite dans la région d'Imiter (entre Boumalne et Tinerhir) pour retrouver le Crétacé réduit. On peut suivre ici pas à pas l'épaississement progressif des différents termes de la série. Au-delà de Tinerhir et de Goulmima, la falaise crétacée présente une série normale, puissante ; mais à Hassi Beraber, où la bordure crétacée disparaît sous la Hammada du Guir, on retrouve la succession normale de faciès côtiers et subcôtiers. Il en est de même à l'E de la hammada, à Hassi Tiberbatine.

Le bassin de Taouz est également entouré à l'W, au S et à l'E par des faciès côtiers. Ils sont particulièrement bien développés au S et à l'E du Coude du Dra (par exemple placages de Crétacé réduit sur l'Ordovicien des Aït Allouane et le Dévonien du Rich M'Bidia. On les retrouve à Zegdou, aux Gour Goudiane, à Teniet Kseir au pied de la hammada. Enfin le Crétacé est inconnu à l'E de la Hammada du Guir, dans la région d'Abadla. Les faciès côtiers manquent cependant le long de la falaise des Kem Kem et de celle de Bou Tarit près de Taouz. Faut-il en conclure que la communication entre le bassin atlasique et celui de Taouz se faisait à travers l'ennoyage d'axe du Tafilalt ? Cette hypothèse semble d'autant plus plausible que les grès rouges infracénomaniens, à dents de Poissons et de Reptiles, avancent loin au S à partir de Hassi Beraber (R. Lavocat).

Des faciès côtiers existent également sur le pourtour du golfe du Bas Dra. Près de la côte, on y observe une série à Cénomanien marin à Ammonites (*Acanthoceras*). Cette zone externe est bordée par du Crétacé à trois termes, semblable à celui du bassin atlasique. Enfin la zone interne comporte essentiellement des formations rouges, conglomératiques à la base. Dans le Bas Dra, la limite du golfe se trouvait à quelques km à l'E de Tafnidilt. Par contre, dans le Sahara Espagnol, la mer crétacée a avancé loin à l'E par derrière la chaîne viséenne de l'Ouarkziz. M. Alia Medina a récolté une faune cénomanienne marine à peu près sur la transversale d'Assa. Il semble que les grès infracénomaniens de ce golfe arrivent à l'E jusqu'à Targannt, à une dizaine de km de Merkala.

Dès le Mésocrétacé, les limites naturelles de l'Anti-Atlas sont ainsi ébauchées. Elles vont être profondément travaillées par les cycles d'érosion du Tertiaire, mais leurs grandes lignes se conserveront jusqu'à nos jours.

Autant l'Infracénomanien que les marnes lagunaires cénomaniennes sont rouges sur le pourtour de l'Anti-Atlas. Des colorations vertes ne vont apparaître que sur le flanc N du Haut Atlas. Allant encore plus loin au N, tout le Cénomanien devient vert. On peut suivre ainsi du S au N toute l'évolution climatique, depuis un climat rubéfiant jusqu'à des climats ordinaires, vraisemblablement tempérés.

Remarquons pour finir l'importance des grès rouges infracénomaniens dans le golfe du Dra, dans le bassin de Taouz et le long de la partie E de la bordure du bassin atlasique, autrement dit partout où le pli de fond de l'Anti-Atlas ne formait pas d'obstacle à l'arrivée du matériel détritique d'origine saharienne. Ce phénomène devient particulièrement net dans l'Atlas saharien où l'Infracénomanien est particulièrement puissant. On

doit donc supposer que les rivières qui amenaient ce sable venaient du S. Elles débouchaient dans le bassin de Taouz–Kem Kem, puis par le Tafilalt atteignaient le bassin atlasique. Or, les principaux gisements de Poissons et de Reptiles se trouvent précisément sur le pourtour de ce bassin méridional.

c) **Le Crétacé supérieur** (Planche 13)

Le Sénonien forme au Maroc un cycle sédimentaire indépendant du cycle cénomano-turonien. Entre les deux se place une régression fort importante qui englobe le Coniacien et peut-être le Turonien supérieur. On doit la considérer comme contre-coup d'une légère phase tectonique dont la trace est bien nette en Algérie (P. Deleau : J. Nador).

Cette faible phase tectonique n'a pas provoqué de changements paléogéographiques importants, tout au moins dans le S. La distribution du Sénonien marin ou continental sur le pourtour de l'Anti-Atlas est dans ses grandes lignes la même que celle du Mésocrétacé. Toutefois, au N, l'Atlas naissant s'est agrandi, ce qui a rendu difficile la pénétration de la mer dans le sillon préafricain à l'E du col du Sous.

Comme le Crétacé moyen, le Sénonien est entièrement marin dans le Haut Atlas occidental. Dans la fosse des Haha la sédimentation semble être continue entre les cycles méso et néo-crétacés. Cependant, dès qu'on s'en écarte, le Coniacien devient d'abord lagunaire (O. Erguita) puis, très rapidement continental : R. Ambroggi vient de découvrir, au sommet des marnes gypsifères coniaciennes de l'Oued Erguita, un niveau à Ammonites (*Hemitissotia turzoi, Plesiotissotia dullai*).

Comme partout ailleurs au Maroc, le maximum de la transgression date du Santonien. Cet étage forme également l'élément principal du cycle sédimentaire sénonien. Le Santonien est fort puissant dans la fosse des Haha. Il s'épaissit encore, semble-t-il, dans l'Erguita (près de 500 m), où une fosse de subsidence s'établit au Crétacé supérieur (R. Ambroggi).

Ce sont des formations marno-calcaires à Oursins (*Goniopygus meslei, G. coulini, Procassidulus neltneri, Phymosoma raguini, Hemiaster batnensis*), Huîtres (*Alectryonia dichotoma, A. deshayesi, A. nicaisei, A. semiplana, Ostrea proboscidea* etc...) et autres Bivalves. Des niveaux lagunaires s'y intercalent.

Vers l'E, le Santonien perd peu à peu sa puissance. Ses niveaux lagunaires se développent. Le niveau marin le plus constant est la barre calcaire à *Procassidulus neltneri*. On peut la suivre jusque dans le Sous oriental. Cependant à l'extrémité orientale de la plaine, dans la région d'Aoulouz, la majeure partie du Sénonien est déjà continentale. On n'y reconnaît plus que quelques niveaux de calcaires dolomitiques qui s'intercalent dans une série rouge (J. Bouladon).

On retrouve un Sénonien rouge à gypse et quelques intercalations de calcaire marin accompagnés de marnes vertes dans la région d'Imini–Ounila, au SE du promontoire de l'Ouzellarh. La question de la voie suivie par

13
Schéma paléogéographique
du Sénonien

ces rapides incursions marines se pose. Seraient-elles venues de l'W en traversant le col du Sous, par Aoulouz, ou bien auraient-elles contourné le promontoire de l'Ouzellarh par le N et l'E ? Il semble que la première solution soit plus vraisemblable car le Sénonien de la zone subatlasique septentrionale est déjà entièrement lagunaire dès le plateau de Kik (Asni).

Le Sénonien de la partie E du sillon préafricain est entièrement continental. Quelques influences lagunaires se manifestent encore jusqu'à l'Oued Dadès. Plus loin (Goulmima, Ksar es Souk, Boudenib) se développent des grès rouges, puissants et monotones (500 à 1 000 m). Des gypses réapparaissent cependant vers la frontière algérienne (Meridja). Des forages exécutés sur la hammada, au NW de Kenadza, ont rencontré, au sein de la série continentale sénonienne, une masse de sel gemme de 800 m d'épaisseur (N. Menchikoff). Ces avancées lagunaires doivent être en relation avec le bassin marin du Sud algérien.

En s'approchant du flanc S du sillon préafricain, que ce soit dans le Sous (colline de Sidi Bou Rja) ou dans la région d'Imini-Ouarzazate, le Sénonien diminue rapidement d'épaisseur, perd ses niveaux marins et passe à des formations rouges. D'une façon générale, ces dernières sont transgressives par rapport à la zone des faciès côtiers du Cénomano-Turonien et vont recouvrir directement le flanc N de l'Anti-Atlas.

Un Sénonien rouge est connu également au S de l'Anti-Atlas (L. Clariond, R. Lavocat). Il semble être peu développé et n'affleure que dans la région E de Zegdou (Sebkha Zegdou, Tizi n'Daguine). Fait curieux il comporte de puissantes couches de gypse, ainsi que, semble-t-il, des niveaux calcaires (R. Lavocat). Serait-ce des lagunes isolées sans communication avec la mer ? Dans le cas contraire, de quel côté faudra-t-il chercher les voies des incursions marines ? Faudra-t-il imaginer, comme au Cénomano-Turonien, une communication par le Tafilalt, puis par les lagunes de Meridja avec le bassin marin du Sud algérien ? Autant de questions qui restent sans réponse pour le moment.

Parmi les autres traits paléogéographiques communs avec le Mésocrétacé, il faut souligner cette arrivée massive du matériel détritique rubéfié, d'origine africaine, dans la partie E du sillon préafricain. Comme à l'Infracénomanien, les reliefs du pli de fond de l'Anti-Atlas formaient écran plus à l'W, aussi le matériel détritique y est-il d'origine locale et les marnes rouges prédominent-elles sur les grès. Les grosses séries gréseuses ne se développent qu'à partir de Goulmima (transversale de l'Ougnat) c'est-à-dire à l'E de l'ennoyage du pli de fond anti-atlasique.

Par contre le fait paléogéographique nouveau est le développement du sillon préafricain dont la forme se précise et qui est affecté de subsidence autant dans le Sous (série marine) qu'à l'E (série continentale et lagunaire).

D — MAESTRICHTIEN — EOCÈNE

a) Le Maestrichtien et le problème du Campanien

Le cycle sédimentaire sénonien se termine au Maroc par une régression semblable à celle du Turonien supérieur-Coniacien. Le cycle suivant débute par du Maestrichtien et se continue à l'Eocène. Cependant dans l'état actuel de nos connaissances, il est encore difficile de préciser l'âge exact de cette régression. En particulier, il est encore impossible de bien caractériser le Campanien, car le Sénonien fournit surtout des faunes d'Huîtres et d'autres Bivalves qui manquent d'éléments caractéristiques. Au N de l'Atlas (dans les confins des Hauts Plateaux et la cuvette de la Moulouya) on récolte des Huîtres considérées comme campaniennes (*Alectryonia semiplana*, *A. devillei*, *A. aucapitainei*) en haut de la série sénonienne. Par contre, dans le Sous, on les trouve au-dessus d'une légère discordance qui sépare le cycle sénonien du cycle maestrichtien-éocène (R. Ambroggi). D'autre part, dans certaines régions on rencontre des représentants de faunes maestrichtiennes (Poissons ou Mollusques) déjà dans les couches terminales du cycle sénonien : ainsi H. Gauthier propose d'attribuer au Maestrichtien certaines intercalations marines du Sénonien de la région Imini–Ouarzazate. Cet ensemble de faits d'apparence contradictoire ne permet pas de se faire une idée précise sur la période régressive qui se place entre le cycle sénonien et le cycle maestrichtien-éocène. Comme par hasard, à cette époque, le climat rubéfiant semble avoir été remplacé par des climats ordinaires, de sorte que cette régression n'est que rarement soulignée par une légère rubéfaction.

On sait que de faibles mouvements tectoniques ont eu lieu entre ces deux cycles, sans toutefois pouvoir préciser si c'était une phase unique ou plusieurs pulsations successives. Les exemples de telles discordances sont fréquents : citons en particulier celui du J. Sour (E. Roch) dans la zone subatlasique septentrionale, en bordure N du promontoire de l'Ouzellarh. D'ailleurs les choses se compliquent du fait que la transgression du cycle maestrichtien-éocène ne s'est pas faite d'un seul coup. Ainsi, vers l'E, l'Eocène est souvent transgressif par rapport au Maestrichtien. C'est le cas du J. Sour, où l'Eocène est discordant sur le Sénonien et le Mésocrétacé.

Cette avancée progressive de la transgression s'observe également sur la bordure de l'Anti-Atlas. Ainsi le Maestrichtien n'est connu que dans le Sous et n'existe pas à la base de l'Eocène de la région d'Ouarzazate (H. Gauthier).

Le Maestrichtien du Sous (Erguita) a plus de 200 m d'épaisseur (il y fait suite à 130 m de couches à Huîtres campaniennes). C'est une série de calcaires et de marnes alternant avec des grès et sables phosphatés à dents de Poissons (*Corax kaupi*, *Scapanorynchus rapax*, *Lamna biauriculata*, *Rhombodus binkhorsti*, *Onchosaurus maroccanus* etc...) et de Reptiles (R. Ambroggi et C. Arambourg). Ainsi, comme partout au Maroc, le Maestrichtien du Sous est caractérisé par une sédimentation phosphatée. Cependant, par opposition à ce qu'on observe ailleurs, la subsidence qui caracté-

risait le Sénonien reprend ici au cours du Maestrichtien. De même certaines différences existent entre les faunes de Poissons et de Reptiles de l'Erguita et des bassins des phosphates du N (absence de *Corax pristodontus* et des Mosasauriens).

b) **L'Eocène** (Planche 14)

L'Eocène marin, notamment l'Eocène inférieur et moyen, existe autant dans le Sous que dans la région d'Ouarzazate. Cependant, si pour le Sénonien on avait des doutes sur le mode de communication des golfes marins de ces deux régions, on peut être certain que les golfes éocènes ne pouvaient pas communiquer à travers le col du Sous. Le golfe du Sous contournait le Massif ancien du Haut Atlas par l'W ; celui d'Ouarzazate devait traverser l'Atlas à l'E du promontoire d'Ouzellarh. En effet, H. Salvan a démontré l'identité des faunes éocènes des synclinaux de l'Oued Zat et des Khelas de la région d'Imini. Par contre, celles du Sous en diffèrent nettement. Les déformations provoquées par les mouvements anté-éocènes ont donc soulevé le promontoire de l'Ouzellarh et vraisemblablement aussi le pli de fond anti-atlasique. En revanche ils ont approfondi le sillon d'Ouarzazate, où évoluera un véritable golfe marin, au lieu de la lagune sénonienne où la mer ne faisait que des irruptions fugaces.

L'Eocène du Sous (Erguita : R. Ambroggi et C. Arambourg) débute par des calcaires et des marno-calcaires blancs à silex noirs. Il ne comporte que quelques petits niveaux de conglomérats phosphatés à dents d'*Odontaspis* et *Myliobatis*. C'est l'Eocène inférieur (20 m) à faciès bien différent du faciès phosphaté classique du N. Il est suivi de calcaires alternant avec des marnes vertes à *Ostrea multicostata* et *Nautilus* attribuables au Lutétien (35 m). Comme l'Eocène inférieur, l'Eocène moyen est tout différent des faciès à Thersitées des bassins des phosphates du N. Dans les couches plus élevées, appartenant vraisemblablement au Lutétien supérieur (35 m), apparaissent déjà des intercalations lagunaires. On y trouve encore les *O. multicostata* de petite taille, accompagnées de faune saumâtre. Cette série essentiellement marine est surmontée par des grès rouges ou roses de l'Eocène supérieur.

Dans le Sous oriental, l'Eocène inférieur passe entièrement à des formations continentales rouges. L'Eocène moyen conserve encore des niveaux calcaires qui alternent également avec des couches rouges.

L'Eocène du sillon d'Ouarzazate est connu sur près de 100 km, depuis la bordure du Tidili et les Khelas de Tamrakht à l'W, jusqu'au-delà de Tinerhir à l'E. La distribution de faunes éocènes dans cette région mérite une mention spéciale. Dans la région de Tamrakht — Imini, l'Eocène est caractérisé par de très riches faunes à Gastéropodes et Lamellibranches, exactement les mêmes que sur le flanc N du Haut Atlas (Ouanina) dans la zone subatlasique septentrionale (H. Salvan). Elles ont beaucoup d'analogies avec les faunes du bassin des Ganntour (Louis Gentil) et permettent d'établir des parallélismes des niveaux. Par contre, plus on avance vers l'E, plus les faunes deviennent pauvres. Peu à peu elles perdent leurs éléments carac-

téristiques, mais en revanche deviennent riches en Oursins (H. Gauthier). Une telle disposition ne laisse aucun doute sur la communication directe de la mer éocène des zones subatlasiques septentrionale et méridionale par un chenal réduit qui se situait à l'E du promontoire de l'Ouzellarh. A partir de ce chenal débouchant dans la région de Tamrakht, les faunes éocènes pénétraient progressivement dans la partie E du sillon préafricain.

A Tamrakht, où la série éocène atteint 100 m d'épaisseur, elle débute par des calcaires à faune A de L. Moret. qui comprend *Turritella maroccana, Ostrea chudeaui* (= *O. prechudeaui* de L. Moret), et *Cardita coquandi*. D'après H. Salvan, cette faune caractérise l'Eocène tout à fait inférieur (Paléocène). Quelques petits niveaux phosphatés qui n'existent pas plus à l'E, surmontent ces premiers calcaires. Par contre, plus à l'E (M'Goun), l'Eocène débute par un niveau lacustre à plantes et Gastéropodes d'eau douce, et en particulier des *Ceratodes* (*Pseudoceratodes laffittei* Jodot, *P. flandrini* Jodot) découverts récemment par H. Gauthier. Ce niveau est surmonté de calcaires marins à *Eotrigonodon* avec des Oursins (*Echinantus gracilis, E. ataxensis*) appartenant à l'Eocène inférieur (H. Gauthier). Des *Ostrea heteroclita* abondent dans les bancs suivants.

A Tamrakht, le Thanétien-Yprésien est représenté par une série marno-calcaire contenant la faune C de L. Moret, caractérisée par *Meretrix* (*Cytherea*) *proxima, Septifer serratus*, etc... Un niveau très constant à *Mauritanaster gentili*, existant autant à Tamrakht que plus à l'E, peut servir de niveau-repère.

Le Lutétien débute par des calcaires massifs (20 m à Tamrakht) qui ont fourni une très riche faune (faune B de L. Moret) : *Pseudothersitea moreti, Turritella subtrivigiana, Sycum subpirus, Pseudoliva michelini, Melongena* (*Cornulina*) *preminax* etc... Des Oursins comme *Thylechinus chardoni, T. dubari*, caractérisent ces niveaux plus à l'E.

Enfin le Lutétien supérieur est de nouveau marneux ou marno-calcaire. Ce sont des marnes grises à *Carolia placunoides*, surmontées de calcaires bréchoïdes à *Ostrea multicostata*. Cette faune est également confinée dans la partie W du sillon. A l'E, le Lutétien se termine par des grès rouges à débris d'Huîtres et des marno-calcaires à Huîtres du groupe *O. cymbula-flabellula* (H. Gauthier). Ils contiennent parfois des gisements de plantes (G. Depape et H. Gauthier). Le dernier terme de l'Eocène du Dadès consiste, comme dans le Sous, en des grès rouges continentaux, puissants de plusieurs centaines de mètres.

Avec la régression post-lutétienne, la mer quitte définitivement le pourtour de l'Anti-Atlas. Dorénavant, non seulement le Domaine de l'Anti-Atlas, mais aussi le Domaine atlasique seront soumis à une évolution continentale.

D'ailleurs, les premières formations continentales tertiaires du sillon préafricain sont bien antérieures à l'Eocène supérieur. Ce sont les calcaires lacustres à *Ceratodes* de Meridja et de la deuxième « barga » de la bordure du bassin de Colomb Béchar-Kenadza (la première « barga » étant cénomano-turonienne). Leur âge éocène inférieur est confirmé par la découverte

14

Schéma paléogéographique de l'Éocène et de l'Oligocène

par H. Gauthier de Cératodés à la base de l'Eocène inférieur de la région d'Ouarzazate.

Par la phase tectonique post-éocène qu'on peut synchroniser avec la première phase pyrénéenne, commence l'époque orogénique alpine. Cette première phase était, comme les phases anté-éocènes, de faible importance. Elle a dû néanmoins soulever le Haut Atlas et y esquisser les principaux plis. Il est difficile de reconnaître ses effets dans l'Anti-Atlas. Il est probable que le pli de fond anti-atlasique fut à nouveau soulevé et que sa destruction a fourni tout au moins une partie du matériel rubéfié des grès rouges de l'Eocène supérieur du Sous et du sillon d'Ouarzazate.

E — CYCLE CONTINENTAL « OLIGOCÈNE » ET SURFACE PRÉHAMMADIENNE

On attribue à l'Oligocène toute une succession de formations lacustres qui, de l'W à l'E, jalonnent le sillon préafricain et dont les principales sont les calcaires lacustres à *Clavator* (1). Légèrement discordantes sur l'Eocène, elles sont à leur tour recouvertes en discordance par les formations continentales miocènes.

La phase tectonique qui les précède peut être considérée comme deuxième phase pyrénéenne (quoiqu'elle ne semble pas être parfaitement synchrone avec la phase anté-sannoisienne des Pyrénées). Celle qui leur est postérieure serait la première phase purement alpine. Il est impossible de dater ces phases avec précision dans les Domaines atlasique et anti-atlasique. Par comparaison avec ce qui se passe dans le Domaine rifain, on peut paralléliser la première avec la phase anté-aquitanienne de la Dorsale rifaine ou anté-stampienne de l'Algérie ; la seconde serait la phase vindobonienne ou anté-tortonienne, c'est-à-dire la phase de la mise en place des nappes rifaines.

Remarquons tout de suite que ces évaluations sont peu précises et qu'en plus elles laissent une marge considérable pour l'attribution d'un âge aux formations du cycle de sédimentation continentale qu'elles encadrent. Ainsi les calcaires lacustres dits « oligocènes » peuvent effectivement dater aussi bien de la fin de l'Oligocène (Aquitanien) que du début du Miocène (Burdigalien). Pour la commodité de l'exposé, nous utiliserons le terme de « cycle sédimentaire oligocène » pour désigner le laps de temps compris entre ces deux phases tectoniques. Les formations continentales qui le constituent peuvent appartenir aussi bien à l'Aquitanien qu'au Burdigalien.

Comme pour la phase post-lutétienne, il est difficile de définir les effets de la deuxième phase pyrénéenne. Le plissement devait être important dans le Haut Atlas, si on en juge d'après l'abondance du matériel détritique attri-

(1) D'après les études de P. Jodot, les *Clavator* étaient considérés jusqu'à présent comme fossiles caractéristiques du cycle sédimentaire dit « oligocène » (Aquitanien — Burdigalien). Cependant, leur découverte dans le Moyen Atlas (G. Ch. et H. Salvan) dans des couches appartenant vraisemblablement à l'Eocène, remet en question leur valeur stratigraphique.

bué à l'Oligocène le long de certains tronçons de ses zones bordières (autant au N qu'au S). Au terme de l'orogénie pyrénéenne, la couverture secondaire du Haut Atlas a dû être entièrement plissée en style jurassien. Le pli de fond de l'Anti-Atlas a dû être légèrement réexhaussé par cette phase.

Le phénomène marquant de cette époque fut l'établissement d'une surface d'aplanissement très générale qu'on peut appeler « surface préhammadienne ». Elle a rasé autant le Haut Atlas que le pli de fond anti-atlasique et peut servir de repère de tout premier ordre dans la reconstitution de l'histoire alpine du Sud marocain. La surface préhammadienne la mieux conservée est dans l'Anti-Atlas, où, d'une part sa déformation est faible, d'autre part la nature des calcaires géorgiens se prête tout particulièrement à sa conservation. Elle y apparaît comme étrangement plane et peut être qualifiée de pénéplaine. Dans le Haut Atlas, elle fut vigoureusement déformée et plissée. On en retrouve néanmoins partout les témoins. Comme l'a dit J. Dresch, elle pèse sur les chaînes atlasiques et détermine leur aspect monotone, lourd et massif.

Dans le sillon préafricain, la surface préhammadienne est antérieure aux formations lacustres à *Clavator*. Elle y rase les plis pyrénéens affectant le Crétacé et l'Eocène de la zone subatlasique méridionale. Elle persiste dans certaines zones tabulaires, par exemple les Khelas de Tamrakht, où les calcaires éocènes l'ont bien conservée. Néanmoins cette surface n'était pas absolument horizontale. L'Anti-Atlas restait légèrement en relief. Il était bordé, au N et au S, par de légères dépressions où s'étalaient les lacs aquitaniens : lacs à *Clavator* au N, lacs à *Limicolaria* au S.

L'établissement de la surface préhammadienne fut évidemment long et complexe. On doit la considérer comme surface complexe résultant de plusieurs phases d'érosion successives qui s'échelonnent du début du Tertiaire à l'Aquitanien. Son exhaussement et le début de sa destruction datent de la phase vindobonienne (première phase alpine).

Les principaux lacs aquitaniens, les mieux datés aussi, s'étalaient entre l'O. Ziz et Colomb Béchar. Ces calcaires lacustres forment actuellement la Hammada de Boudenib qui s'étend en avant de la Hammada du Guir. On y observe trois formations lacustres intercalées dans des couches rouges. La première, la plus restreinte, est le calcaire de Bou Iferda à *Melanatria* (J. Hindermeyer). Les autres, qui forment l'entablement hammadien, sont les calcaires à *Clavator* (surtout *Leucotænius soltanensis* Jodot et ses multiples variétés). Cette zone était donc caractérisée au cours de l'Oligocène par une série de lacs qui se relayaient, autant dans le temps que dans l'espace. Le dernier témoin lacustre à l'W est la Gara Aferdou située à l'W de Ksar es Souk.

Une autre formation lacustre fut découverte récemment par H. Gauthier dans la région du Dadès. Enfin, dans le Sous, R. Ambroggi attribue à l'Aquitanien des calcaires lacustres puissants qui, au N de Taroudannt, surmontent les grès rouges post-éocènes.

Ces formations lacustres qui jalonnent le sillon préafricain ont, comme nous venons de le dire, leur symétrique au S de la chaîne. C'est la petite

Hammada de Boulaouiche à *Limicolaria* découverte par R. Lavocat, puis cartographiée par F. Joly. Ce lac se situait au S de Taouz, à l'E de la Daoura, c'est-à-dire dans la zone d'ennoyage des plis de la chaîne d'Ougarta où nous avons déjà vu s'étaler le bassin mésocrétacé de Taouz et la lagune sénonienne de Zegdou–Tizi n'Daguine.

Les calcaires lacustres oligocènes sont accompagnés, ou précédés, de couches rouges. Ces dernières sont particulièrement étendues au S de l'Anti-Atlas, où, par contre, le lac à *Limicolaria* fut beaucoup plus réduit que les lacs à *Clavator* du N. Les formations continentales comprennent ici des cailloutis, des marnes et des gypses (R. Lavocat, F. Joly). Elles s'étalent du NE au SW, depuis la hammada crétacée de Bou Tarit jusque bien au-delà de Hassi Chaamba (O. Daoura). Dans ces régions méridionales, elles comblent un ancien relief appalachien affectant le chaînon de la Daoura (F. Joly). Ces formations recouvrent somme toute la totalité de la zone d'ennoyage d'axes de la chaîne d'Ougarta.

F — CYCLE SÉDIMENTAIRE MIOCÈNE - PONTIEN (Planche 15)

La première phase alpine qui se situe après le Burdigalien et avant le Tortonien fut, semble-t-il, la principale phase de plissement des Atlas et du Rif. Au N, elle a déclenché la mise en place des nappes rifaines. Dans le Haut Atlas, où les plis pyrénéens étaient déjà tronqués par la surface préhammadienne, elle a provoqué la naissance d'écailles avec chevauchement d'un des flancs des anticlinaux par l'autre. Le pli de fond de l'Anti-Atlas a été à nouveau exhaussé ; ses grandes cassures hercyniennes ont vraisemblablement rejoué.

L'érosion déclenchée par cette phase a activement entaillé la surface préhammadienne. Le réseau hydrographique qui divaguait le long de la surface préhammadienne a commencé à s'encaisser et fut de cette façon définitivement fixé. Dorénavant, à chaque phase tectonique, les vallées s'encaisseront davantage, pour aboutir finalement au réseau actuel entièrement surimposé.

L'érosion a surtout attaqué les formations tendres, telles que schistes, marnes, mais aussi micaschistes et granites. Elles ont subi un premier évidage du type désertique. Un premier relief appalachien fut ainsi créé. Ce travail devait être particulièrement intense dans les plaines périphériques, où les feijas ont alors subi un premier coup de rabot, ce qui a dégagé pour la première fois le relief appalachien du Bani. Par contre, dans les couches résistantes a été creusé un relief normal, parfois très accusé. On peut en donner comme exemple la zone éocène située entre Amerzgane et l'O. Mellah. Un relief très vigoureux est taillé ici dans le Sénonien surmonté par l'Eocène. Le Miocène continental le fossilise et l'érosion actuelle ne fait que le dégager progressivement.

La création de ce relief fut suivie par le dépôt des formations continentales miocènes qu'il est commode d'attribuer au Pontien. Aucun gisement fossilifère ne permet encore de définir leur âge exact. On sait cependant que

des formations semblables, datées par des Mammifères, s'intercalent en Oranie dans du Tortonien marin (C. Arambourg).

Le Pontien est largement développé dans le sillon préafricain où, comme nous venons de le voir, il envahit un relief préexistant et est discordant sur tous les termes de la série stratigraphique. Dans le Sous, on lui attribue des formations conglomératiques ou marneuses, de teinte rose, postérieures aux calcaires lacustres oligocènes. D'une façon générale, elles sont largement masquées par le Quaternaire de la plaine et n'affleurent que localement le long de la bordure N de cette dernière. De l'autre côté du col du Sous, on retrouve le Pontien dès la région d'Imini pour le suivre jusqu'aux abords de Tinerhir.

Ce sont ici des conglomérats et des grès jaunâtres, fauves ou orangés, puissants le long du pied du Haut Atlas. Vers le haut et vers le bord S du sillon se développent des grès et des marnes. Le passage des uns aux autres se fait par de multiples récurrences de faciès. Le long du bord S du sillon, le matériel grossier est bien moins abondant. Les dépôts sont ici roses ou violacés à cause de la nature rhyolitique du matériel détritique. Ces teintes roses alternent avec les teintes jaune crème des marnes à gypse (1). Les dernières couches marneuses sont rouge orangé. Elles s'associent de nouveau à des conglomérats. Nous reviendrons plus bas sur cette particularité.

Au N du sillon d'Ouarzazate, le Pontien est pris dans les plis de la zone subatlasique méridionale. Des synclinaux remplis de conglomérats pontiens existent même entre les plis liasiques du flanc S du Haut Atlas

Au S, le Pontien avance plus ou moins loin à l'intérieur de l'Anti-Atlas. Il envahit des reliefs rhyolitiques et remplit des cuvettes topographiques jusque très loin dans l'intérieur de la zone montagneuse. Il remplit notamment les zones centrales des synclinaux cambriens dont les cœurs, formés de schistes acadiens, furent préalablement évidés par l'érosion (Tamzemrar, Irhels etc...) ; il envahit les sillons périphériques des plis, sillons formés de roches tendres, déblayés antérieurement (Anzel) ; il se dépose dans les « taches » précambriennes formées de granites et de micaschistes surcreusés par l'érosion (Tazenakht). Dans toutes ces cuvettes remplies par le Pontien, on observe, à la base, des calcaires lacustres, puis des marnes jaunes ou roses, enfin en haut, une couche de conglomérats. Fait curieux, ce comblement pontien des cuvettes internes n'existe que sur le flanc N de l'Anti-Atlas. Une autre particularité de ces cuvettes consiste dans l'altitude relative du niveau terminal du remplissage qui tend à devenir tangent aux reliefs appalachiens qui jalonnent la surface préhammadienne (Anzel). Somme toute, le comblement pontien tend à reconstituer l'ancienne surface détruite par l'érosion anté-pontienne. Nous verrons plus bas que le résultat de ce comblement fut la « surface hammadienne » particulièrement plane dans le S.

---

(1) Cette série marneuse jaune et rose à gypse « en choux fleurs » est très développée à la base de la série pontienne entre les reliefs d'Amerzgane et ceux qui bordent à l'E l'Oued Mellah, où elle envahit et nivelle un ancien relief (voir plus haut). Nous l'attribuons provisoirement au Pontien, mais son âge prête encore à discussion et pose de nombreux problèmes qu'il serait trop long de développer ici.

15

Schéma paléogéographique du Miocène continental (Pontien)

A l'E, le Pontien forme le talus de la grande Hammada du Guir dont l'entablement est constitué par des calcaires lacustres plio-villafranchiens. Ce sont essentiellement des marnes et des grès fins, rouges ou roses. Des conglomérats forment leur base, des calcaires lacustres peuvent apparaître à leur milieu. Ce Pontien hammadien contourne à l'E la chaîne anti-atlasique et va s'étaler loin au S. Il enveloppe en quelque sorte la terminaison E du pli de fond de l'Anti-Atlas. L'érosion récente a fait reculer la falaise de la hammada, mais il est à peu près certain que le Pontien hammadien venait jadis envahir la majeure partie du Tafilalt et s'infiltrait dans les plaines périphériques du flanc S du massif de l'Ougnat. Les deux buttes pontiennes de Tourhad, à l'W d'Alnif, couronnées également par des calcaires lacustres plio-villafranchiens, sont les témoins de cette ancienne étendue de la couverture pontienne.

Au S de l'Anti-Atlas, dans les Hammadas de la Daoura, de Tounassine et du Dra, le Pontien est beaucoup moins développé qu'au N. Dans les falaises qui contournent le J. Brell et le J. Ben Sour à l'E de la Daoura, ainsi que dans la falaise E de la Hammada du Guir, on le voit disparaître progressivement vers le S. Dans la région S de Zegdou, il est très peu épais. Enfin le Pontien n'apparaît que sporadiquement le long de la falaise de la Hammada du Dra. On peut lui attribuer les marnes et grès rouges de Hassi el Beida, au S du Coude du Dra.

On les retrouve à l'W de la transversale de Dfeil– Igma, le long du flanc NE de l'anticlinal de Zemoul : quelques gypses s'y associent. Enfin, une dernière cuvette, remplie de couches rouges, apparaît sous les grès et calcaires de la hammada, au S de l'Ouarkziz, sur le flanc SW de l'anticlinal de Zemoul (Hassi bou Okba). Le Pontien n'existe pratiquement pas à Merkala.

Cette rapide énumération permet de supposer que le pli de fond anti-atlasique a fourni très peu de matériel détritique au cours du dépôt de formations pontiennes. Il faut en conclure, semble-t-il, que son rejeu, dû à la phase vindobonienne, a été relativement faible. Le matériel pontien est surtout d'origine atlasique. Il a rempli le sillon préafricain et s'est étalé à l'E des reliefs anti-atlasiques, jusque très loin au S, en s'étalant en éventail dans la région comprise entre la Saoura et la Daoura, c'est-à-dire dans la zone d'ennoyage d'axes des plis ougartiens.

C'est à la fin du Pontien que se place la grande phase volcanique phonolitique qui a donné le volcan du Siroua et les nombreux volcans du Sarhro. Les coulées du Siroua recouvrent les marnes pontiennes roses ou jaunes. Les mêmes marnes s'intercalent entre les deux ou trois coulées principales. A l'E du Siroua, de vastes nappes de matériel phonolitique pyroclastique couronnent des buttes pontiennes de la cuvette interne de Tamelakout : ce matériel phonolitique recouvre généralement des marnes roses qui surmontent les calcaires lacustres pontiens largement développés dans cette cuvette.

Certaines coulées phonolitiques du Sarhro recouvrent également des formations continentales. On connaît surtout les dépôts lacustres du Tizi n'Oussafour et du J. Aferdoune, attribués au Pliocène, mais qui peuvent aussi bien dater du Pontien (D. Matveieff, L. U.-de Sitter).

Les volcans du Sarhro ne sont constitués généralement que par quelques coulées de faible étendue. Des basaltes s'y associent parfois aux phonolites. Certains de ces volcans ne comportent plus que la cheminée.

Le Siroua est, par contre, un très grand volcan. Grâce à l'érosion récente qui a démantelé sa moitié N, relevée par des failles WSW-ENE, on peut étudier son appareil interne. On y observe toute une série de cheminées qui traversent un ensemble volcanique d'apparence chaotique, comprenant au milieu une masse phonolitique confuse qui, vers les bords, passe à une alternance de coulées, de brèches et de cinérites. Localement (flanc NW) les coulées peuvent être inclinées, ou même redressées. Des dykes, phonolitiques également, les traversent (partie W du volcan). Le tout était recouvert par une carapace continue de deux ou trois immenses coulées. Elles sont bien conservées dans la partie S du volcan, abaissée par les failles.

Plusieurs appareils volcaniques, de dimensions plus réduites, entourent le volcan principal. En outre, on rencontre des volcans isolés, formés d'une ou de deux coulées superposées, jusque très loin au N et à l'E du Siroua.

Les brèches phonolitiques qui s'étalent à l'E du Siroua méritent une mention spéciale. Elles recouvrent la cuvette pontienne de Tamelakout située, par rapport au volcan principal, sous le vent dominant. Ce sont donc vraisemblablement des produits de projection. Cependant la taille des blocs qu'on y rencontre fait penser à des nuées ardentes.

G — PLIOCÈNE ET VILLAFRANCHIEN (Planche 16)

a) Le Pliocène marin

Le Pliocène marin est surtout connu dans le Sous. Il vient d'être découvert par G. Lecointre à Aoreora. D'après les dernières études de R. Ambroggi, appuyées sur des sondages pour l'alimentation d'Agadir en eau potable, le Pliocène du Sous est une série subsidente, épaisse de plusieurs centaines de mètres. Essentiellement marneuse, elle comporte des intercalations de sables coquilliers. Sa puissance diminue rapidement vers le pied des contreforts de l'Atlas. Les termes marneux se réduisent, les couches de sables et grès coquilliers deviennent plus nombreux et se chargent à la fin de matériel grossier.

Cette série est surmontée par les couches grossières, parfois conglomératiques, dites de Robinson, puis par les grès de Tildi. Ces formations sont énergiquement relevées au pied des contreforts de l'Atlas et recouvrent en discordance toutes les formations antérieures. Il semble que de légères discordances séparent les trois termes énumérés ci-contre. En outre, les grès de Tildi sont nettement transgressifs par rapport à la série qu'ils surmontent. La faune de la série marneuse d'Agadir est très abondante et variée mais comporte peu de formes caractéristiques. La plupart des espèces vivaient autant au Miocène qu'au Pliocène. Cependant, la présence de *Lissochlamys excisa perstriatula*, de *Acanthocardia bianconiana*, de *Cardium* (= *Pontal-*

myra) *fedrighinii*, de *Meretrix* (= *Pitar*) *subgigantea* etc... (déterminations de A. Chavan), militent en faveur de son âge pliocène (Plaisancien).

Dans les couches de Robinson abondent les Pectinidés (*P. planomedius*, *P. benedictus*, *Flabellipecten gentili*) ; ils sont accompagnés de *Lissochlamys excisa*, d'Huîtres, de *Cardium fedrighinii* etc... Leur âge pliocène (Astien) ne présente aucun doute. Enfin les grès de Tildi sont très peu fossilifères et ne comportent pas d'éléments caractéristiques (R. Ambroggi).

Cette série marine est surmontée par une puissante série continentale (plus de 200 m), formée d'une alternance de conglomérats et de couches roses et comportant quelques niveaux lacustres. Elle est attribuée au Villafranchien.

Vers l'E, on suit la série marine d'Agadir sur près de 15 km. Dans l'Assif n'Toughza, il n'en reste plus que quelques mètres. Plus loin encore, le Pliocène devient continental et conglomératique. Il se confond peu à peu avec le Villafranchien. De faibles discordances s'y observent, mais on les connaît également dans le Villafranchien surmontant la série pliocène marine, de sorte qu'il est bien difficile d'en tirer parti pour essayer de subdiviser les formations continentales, à l'E d'Assif n'Toughza, en Pliocène et Villafranchien.

Sur la côte d'Aoreora, les choses se passent tout autrement. Le niveau marin pliocène a ici une épaisseur de un à quelques mètres seulement. Il est surmonté par une puissante série de grès dunaires consolidés. Postérieurs à la régression de la mer pliocène, ces grès sont par définition considérés comme appartenant au début du Villafranchien. Largement encroûtés en surface, ils comportent des niveaux rubéfiés à Hélicidés et recouvrent une large zone côtière qui, depuis l'embouchure du Dra au S, s'étale tout le long de la Plage Blanche.

b) Considérations sur le Pliocène continental et le Villafranchien

Les choses deviennent beaucoup moins nettes quand on quitte la côte et qu'on a affaire à des formations continentales. D'une façon schématique, le Pontien est suivi d'une phase tectonique relativement peu importante et recouvert en discordance, tout au moins cartographique, par des formations d'un autre cycle sédimentaire qu'on peut appeler cycle plio-villafranchien.

En réalité la succession des phénomènes est plus complexe. Il existe bien au Maroc, surtout dans le N, une phase post-pontienne et anté-pliocène (par exemple Bou Regreg). Cependant, une autre phase se place à la fin du Pliocène et avant le Villafranchien (Fouarat, Sous). Il semble même que de faibles mouvements aient précédé cette phase au cours ou à la fin de l'Astien (Sous). Enfin, de faibles pulsations peuvent être mises en évidence également au cours du Villafranchien (Sous). La plupart de ces mouvements ne sont évidemment sensibles que dans les zones instables, par exemple sur la bordure N du Sous, à proximité immédiate du Haut Atlas. Ailleurs, dans les régions stables, dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut déceler qu'une seule phase tectonique de faible intensité. Les critères manquent cependant pour décider s'il s'agit de la phase

post-pontienne et anté-pliocène ou de la phase post-pliocène et anté-villafranchienne.

A la question de l'âge de cette deuxième phase tectonique alpine est étroitement liée la question du Pliocène continental. On sait que cet étage, sous son faciès continental, n'a pas encore pu être individualisé au Maroc. Comme pour le Pontien, les gisements de Mammifères pliocènes manquent encore. Les faunes d'eau douce sont encore mal connues et donnent des renseignements contradictoires. Enfin tous les essais procédant par approximations successives en partant des formations marines de la côte et en utilisant les arguments de continuité, aboutissent immanquablement à la conclusion que toutes les formations du cycle continental post-pontien appartiennent au Villafranchien.

Dans ces conditions, la discordance entre les deux cycles continentaux pourrait être post-pliocène (post-astienne) et il faudra peut-être chercher le Pliocène continental au sommet des séries pontiennes (hypothèse suggérée par R. Ambroggi). Or précisément, nous avons vu que souvent le Pontien de l'Anti-Atlas se termine par une récurrence de conglomérats. On pourrait l'expliquer par un léger mouvement tectonique qui déterminerait une recrudescence de l'activité de l'érosion en montagne. Ces conglomérats supérieurs pourraient être du Pliocène et les légers mouvements qui les précèdent constitueraient alors la phase post-pontienne et anté-pliocène. Dans le sillon préafricain, à l'E du Dadès, de tels conglomérats couronnant le Pontien marquent une brusque arrivée du matériel anti-atlasique (région d'Imiter) : H. Gauthier leur attribue l'âge pliocène. Cependant il peut s'agir aussi bien de conglomérats villafranchiens.

Enfin on peut également supposer que le climat pliocène était défavorable à l'accumulation de dépôts continentaux et que, par conséquent, une lacune généralisée correspondrait au Pliocène.

Dans l'état d'incertitude actuelle, et en attendant que de nouveaux arguments viennent éclairer le problème du Pliocène continental, il est préférable de conserver la terminologie en usage et d'appeler les deux derniers cycles sédimentaires le Pontien et le Plio-Villafranchien, ou même simplement le Villafranchien.

c) Le Villafranchien ou Plio-Villafranchien

Le cycle villafranchien est caractérisé dans tout le Maroc par l'avènement d'un climat bien plus humide que le climat rubéfiant du Pontien. Une nouvelle phase lacustre, bien plus importante que celle de l'Aquitanien, lui correspond. Les calcaires lacustres villafranchiens (ou plio-villafranchiens) recouvrent toutes les hammadas du Sud marocain : la Hammada du Guir, celle de la Daoura, de Tounassine, enfin la grande Hammada du Dra.

Les lacs étaient peu développés dans le sillon préafricain. R. du Dresnay a cependant reconnu la présence de calcaires lacustres couronnant le Pontien au SW d'Imini.

On connaît aussi quelques affleurements lacustres sur la bordure du

16

Schéma paléogéographique du Pliocène et du Villafranchien

Sous : la butte de Tourhert, près de l'O. Assadas, le plateau des Ikounka et celui des Aït ou Nsis à l'E du J. Tachilla, accrochés aux flancs de l'Anti-Atlas. R. Ambroggi a retrouvé ces calcaires à l'W de la terminaison N du J. Tachilla. Ils plongent ici doucement vers l'W et disparaissent sous le Quaternaire du Sous. L'alimentation de ces lacs du Sous se faisait sans doute par abouchement direct avec les nappes aquifères contenues dans les calcaires géorgiens. Les travertins sont d'ailleurs souvent associés à ces calcaires.

Tous ces témoins d'anciens lacs sont évidemment insignifiants par comparaison avec les immenses étendues lacustres des hammadas qui s'étalaient presque sans interruption depuis le Sahara Espagnol à l'W, jusqu'au Mzab (Sud algérien) à l'E. Au S, ils atteignaient le bord N du massif d'Yetti Karett et baignaient les reliefs gréseux de la chaîne d'Ougarta. Cette ceinture lacustre avait 2 000 km de long et 250 km de large : elle recouvrait donc une superficie voisine de celle de la mer Caspienne. Une telle étendue lacustre n'était évidemment possible que dans les conditions d'un aplanissement absolu, dû au comblement pontien qui a colmaté toutes les irrégularités de la surface préhammadienne. La pénéplaine ainsi établie, résultant en partie de l'érosion, en partie du comblement, a reçu le nom de « surface hammadienne ». Elle était fossilisée par les calcaires lacustres des hammadas.

Les lacs hammadiens recouvrirent de préférence des zones synclinales comme le bassin de Tindouf. Comme l'Aquitanien, le Pontien, et plus anciennement, le Crétacé, les calcaires lacustres plio-villafranchiens recouvrent la chaîne d'Ougarta dans la zone d'ennoyage de ses axes. Par contre, le lac de la Hammada du Guir semble être déplacé vers l'E par rapport à l'ennoyage d'axes du Tafilalt, ce qui paraît indiquer que les derniers mouvements tectoniques ont agrandi et élargi le pli de fond de l'Anti-Atlas. Rappelons cependant que les buttes de Tourhad et la région d'Alnif comportent des calcaires lacustres. Il est vraisemblable que ce sont des témoins d'un petit lac, indépendant du lac hammadien.

Les calcaires lacustres de la Hammada du Dra ont fourni à R. Lavocat des faunes d'eau douce (Mrcir, Oudiane, Bou Allouch, Targannt). En plus d'espèces ou variétés nouvelles, P. Jodot a pu y reconnaître : *Limnæa bouilleti* et *Planorbis* (*Staguicola*) *thiollierei*, connues toutes les deux dans les marnes pliocènes d'Hauterive (Drôme). Cependant il est encore prématuré d'en tirer des conclusions, car les faunes villafranchiennes typiques sont encore très mal connues au Maroc. Ainsi on doit signaler à titre d'exemple que la faune des calcaires lacustres de Meknès et du Saïs postérieurs aux premiers Eléphants, comporte surtout des genres et espèces pontiens et pliocènes (P. Taltasse, d'après les déterminations de P. Jodot).

Les entablements hammadiens sont formés généralement non pas d'une seule dalle calcaire, mais d'un complexe lithologique plus ou moins hétérogène comportant des grès, des calcaires gréseux, des calcaires à silex, ainsi que des intercalations marneuses. Ainsi le complexe de la Hammada du Dra comporte plusieurs barres de calcaires à silex s'intercalant dans des

grès tendres. Deux de ces intercalations sont particulièrement constantes. L'une apparaît près de la base du complexe, l'autre le couronne. Elles ne forment pas des niveaux constants, mais se présentent en vastes lentilles se relayant l'une l'autre. La puissance de ce complexe diminue vers le N (20 m à la Gara Tafagount). Des conglomérats et des lits de graviers, provenant du N, s'intercalent ici par places dans la série gréso-calcaire. Par contre, vers le S, les niveaux gréseux et marneux séparant les barres calcaires, augmentent de puissance. De ce fait, vers le S, la puissance totale de la série hammadienne peut atteindre 100 m.

Le couronnement de la Hammada du Guir est formé également de plusieurs épisodes lacustres se relayant dans l'espace (J. Hindermeyer). En outre, ils sont surmontés d'une série continentale rouge comportant plusieurs niveaux de calcaires lacustres blancs. Cette série rouge prend un développement particulier dans le synclinal d'Oglat el Hammam au SE de Boudenib (R. Lavocat, J. Hindermeyer).

Les calcaires lacustres hammadiens passent au N à des formations conglomératiques. Celles-ci ne sont autres que des cônes de déjection, plus ou moins développés, des oueds qui, venant des zones montagneuses voisines, se jetaient dans les lacs hammadiens. Ce sont généralement des cailloutis ou conglomérats non rubéfiés, jaunes ou gris. Tels sont les cailloutis de Chebka Taarabt qui surmontent la partie NW de la Hammada de Boudenib, ou ceux qui s'étalent au pied du J. Daït, à l'E de Ksar es Souk (J. Hindermeyer, F. Joly), déposés par l'Oued Ziz (ou les oueds voisins) à son débouché dans le lac.

D'une façon générale, ces bordures caillouteuses des hammadas, moins résistantes que les calcaires lacustres, ont été détruites par le recul récent des krebs hammadiens. C'est en particulier le cas de la Hammada du Dra, où le travail effectué par l'Oued Dra fut gigantesque. Néanmoins on peut observer l'apparition d'intercalations conglomératiques dans les avancées vers le N du kreb (gara Tafagount, avancée à l'E d'Oum el Achar etc...).

L'abondance du matériel gréseux dans le complexe hammadien de la Hammada du Dra et la présence des conglomérats signalés ci-dessus, prouvent l'importance du soulèvement du pli de fond anti-atlasique par les mouvements tectoniques post-pontiens et anté-villafranchiens. Il est cependant difficile de comparer les résultats des phases d'érosion anté-pontienne et anté-villafranchienne, car elles ont eu lieu dans des conditions climatiques très différentes : climat rubéfiant de comblement au cours du Pontien, climat humide pendant le Villafranchien. Les conditions de transport et de sédimentation étaient certainement très différentes pour ces deux époques. Ainsi nous avons vu que le matériel pontien se déposait à proximité de la chaîne, ou même dans des cuvettes internes, tandis que le matériel villafranchien était entraîné au loin dans les lacs hammadiens.

Il est également difficile de définir la part de l'érosion qui revient à chacune de ces deux phases à l'intérieur de la chaîne anti-atlasique. Nous avons vu que l'érosion anté-pontienne avait attaqué la surface préhammadienne et y avait sculpté un premier relief appalachien. Comparés entre eux, les reliefs appalachiens anciens des différentes régions n'ont pas tou-

jours la même importance. On doit donc s'attendre à ce que des études morphologiques plus poussées permettent dans l'avenir d'y distinguer au moins deux séries de reliefs superposés : les reliefs anté-pontiens et les reliefs post-pontiens. En tous cas, le fait qu'on ne rencontre pas de restes de comblement pontien ni dans les cuvettes du flanc S de l'Anti-Atlas, ni dans les plaines périphériques (feijas), permet de supposer qu'elles ont été activement travaillées et évidées par les oueds qui se jetaient dans les lacs hammadiens.

d) La grande phase d'érosion de la fin du Villafranchien

Le cycle sédimentaire villafranchien est interrompu par une phase tectonique d'une importance primordiale pour l'évolution du relief : elle déclenche une phase d'érosion extrêmement intense aboutissant pratiquement à la création du relief actuel.

Cette dernière grande phase de l'orogénie alpine a été essentiellement une phase des plis de fond. Sauf dans des endroits privilégiés, comme par exemple le long de l'accident sud-atlasien, elle n'a pratiquement pas provoqué de vrais plissements. L'Anti-Atlas fut énergiquement exhaussé. La plupart des accidents, surtout les accidents longitudinaux, ont rejoué. On peut donner comme exemple le rejeu de l'accident majeur de l'Anti-Atlas entre la transversale de Tazenakht et le Sous. Le long du pied S du massif du Siroua, son rejeu est de 500 m environ. Localement il provoque des renversements et des légers chevauchements. Ainsi on peut observer aux Aït Athmane (E d'Arg) une écaille de serpentine, accompagnée de quartzites précambriens, chevaucher les phonolites du Siroua de la lèvre abaissée de la faille. D'ailleurs le volcan du Siroua fut aussi, comme nous l'avons vu plus haut, traversé par un accident important WSW–ENE. Il a soulevé la partie N du volcan, ce qui a permis son attaque profonde par l'érosion. Une autre branche de l'accident sud-atlasien, la branche de l'Oued Arhèn, montre aussi un rejeu important. On peut le déceler grâce à la surface préhammadienne parfaitement conservée par les calcaires géorgiens. Au N de la faille, elle est soulevée de 500 m environ par rapport au « plateau » de l'Anti-Atlas. Un rejet récent important caractérise également la faille de Tata (J. Tanamrout).

Cette phase tectonique a évidemment rompu l'équilibre parfait qui avait permis la longue évolution des lacs hammadiens. Les lacs se sont vidés et ont été remplacés par un collecteur commun des oueds qui descendent de l'Anti-Atlas et qui n'est autre que l'Oued Dra. Tandis que la Daoura a pu maintenir son écoulement vers le S et établir son cours à travers le lac desséché, le Dra a tourné vers la mer en suivant le bord N de ce lac. C'est d'ailleurs le seul moment possible de la formation du « coude de capture » du Dra, car à partir de ce moment, les oueds qui serpentaient le long de la surface hammadienne commencèrent à s'encaisser et à surimposer leur cours.

Cet assèchement des lacs hammadiens a été accompagné de gauchissements et de déformations des calcaires lacustres hammadiens. De vastes

ondulations synclinales, de légères flexures (Oum el Assel), ou même des plis anticlinaux subaériens (Hadeb el Forga) peuvent y être observés.

Les lacs de la bordure du Sous furent également vidés. Du fait du soulèvement des plis de fond de l'Anti-Atlas, ces calcaires lacustres sont actuellement inclinés vers le large.

La phase d'érosion provoquée par cette phase tectonique fut d'une violence extrême. Dans la majeure partie de l'Anti-Atlas, elle a procédé selon le mécanisme de l'érosion désertique en évidant les formations tendres et en créant un nouveau relief appalachien. On n'observe un relief normal que dans les zones proches de la côte, soumises à un climat humide. C'est en particulier le cas du Massif ancien du Haut Atlas. Dans l'Anti-Atlas les montagnes voisines de la côte sont essentiellement calcaires et sont caractérisées par l'érosion du type karstique spécial aux pays calcaires. L'érosion normale n'y a procédé que dans les « taches » précambriennes : le massif du Kerdous, les massifs d'Irherm, les « taches » de Précambrien III de la dorsale anti-atlasique, enfin dans le massif du Siroua. Cependant, dans les « taches » précambriennes du flanc S de la chaîne, ainsi qu'à partir des Zenaga vers l'E, règne déjà l'érosion désertique.

Le réseau hydrographique s'est définitivement encaissé dans les roches dures. Le meilleur exemple de telles vallées profondes et étroites est la tarhia (cluse) du Dra, à sa sortie du sillon préafricain. Sa profondeur est de 400 m environ. La profondeur des vallées des oueds des zones calcaires de l'Anti-Atlas occidental est du même ordre.

Par contre, toutes les formations peu résistantes ont été énergiquement évidées. Dans les feijas et les plaines du Dra, la hauteur de la tranche de terrains enlevés est de l'ordre de 250 à 300 m, c'est-à-dire la hauteur des falaises hammadiennes. Elle diminue progressivement vers l'E (surtout à partir du Coude du Dra). Ce travail gigantesque a dégagé un relief appalachien de toute beauté. Ses meilleurs représentants sont le Bani et l'Ouarkziz. Le premier, qui affleurait selon la surface préhammadienne, et dont le début du dégagement date de la phase d'érosion anté-pontienne, est déjà fortement abîmé. L'Ouarkziz, par contre, bien plus éloigné du pli de fond et dont la terminaison E disparaît encore maintenant sous la hammada confondue ici avec la surface préhammadienne, est une crête monoclinale d'une régularité parfaite. Elle n'a pratiquement pas de sommets et n'est traversée que par quelques rares cluses.

L'évidage des plaines du Dra et le recul du kreb hammadien ont nécessairement pris un temps relativement long, pendant lequel un réseau hydrographique s'est établi à la surface des lacs desséchés. Il est particulièrement net sur la Hammada du Dra, affectée d'un léger pendage S. Le recul du kreb a décapité tous ces oueds qui coulaient vers le S. Par contre, sur la Hammada du Guir dont la dalle lacustre est bien plus calcaire, et qui est en outre bien plus horizontale, s'établissait un régime de petites cuvettes fermées (dayas) attestant une évolution karstique.

Un évidage semblable a dû avoir lieu dans le Sous (J. Dresch), mais il est plus difficile de le caractériser, car, d'une part ce synclinal fut affecté

de plissements plus vigoureux, d'autre part, à cause de la proximité de la mer, la surface villafranchienne devait être inclinée dans la direction de la côte. Quoiqu'il en soit, la succession de collines crétacées qui jalonnent le milieu de la plaine, ainsi que les témoins des calcaires lacustres accrochés aux pentes de l'Anti-Atlas, donnent une idée de ce qu'était la surface du Sous villafranchien. Comme partout ailleurs, l'érosion de la fin du Villafranchien l'a profondément attaquée et évidée, puis le comblement quaternaire a créé la surface topographique actuelle.

Par contre l'évidage du sillon préafricain dans la région d'Ouarzazate fut, semble-t-il, moins actif, car le creusement de l'étroite tarhia du Dra devait ralentir le travail de l'érosion. D'ailleurs les repères manquent ici, ce qui rend difficiles les évaluations. Cet évidage est de nouveau sensiblement normal dans les bassins du Rheris, du Ziz et du Guir, comme cela est attesté par les falaises des Hammadas du Guir et de Boudenib.

J. Dresch a démontré que la phase d'érosion de la fin du Villafranchien a procédé par quatre pulsations successives. Dans les vallées profondes du Massif ancien du Haut Atlas, on retrouve quatre niveaux d'érosion au-dessus de la terrasse de 100 m. On n'a pas encore retrouvé ces niveaux anciens dans l'Anti-Atlas. Tout au plus pourrait-on expliquer par une de ces phases d'arrêt les reliefs appalachiens peu élevés des feijas et des plaines du Dra, par exemple le Tazoult, le Tabanit et certains richs dévoniens.

En creusant des gorges profondes dans les roches résistantes et en évidant les zones de roches tendres, l'érosion de la fin du Villafranchien a fait naître le relief actuel. La surface atteinte par ces « coups de rabot » peut être appelée « fini-villafranchienne ». C'est en somme la surface sicilienne, à partir de laquelle commence l'histoire du Quaternaire proprement dit.

H — QUATERNAIRE

Au début du Quaternaire, le relief a déjà pris son allure quasi définitive. De légers mouvements tectoniques auront encore lieu, mais ce sont surtout des changements climatiques périodiques qui détermineront la succession des phases de creusement et de comblement. Le Quaternaire proprement dit (du Sicilien à l'actuel) est régi par quatre cycles climatiques comportant chacun un pluvial et un interpluvial, et correspondant sensiblement aux phases glaciaires et inter-glaciaires d'Europe, ainsi qu'aux quatre oscillations classiques du niveau de l'Océan.

Sur la côte, on peut dénombrer une succession de quatre plages soulevées (Agadir) ; dans les tronçons côtiers des grands oueds, elles se relaient par quatre terrasses (Bas Dra) ; enfin, à l'intérieur, on retrouve quatre surfaces d'érosion (regs) étagées et emboîtées. A cet ensemble de quatre cycles climatiques se succédant dans le temps, se superpose une succession de zones climatiques régionales, humides sur la côte, sèches dans l'intérieur. Des ensembles caractérisés par une évolution très différente peuvent être ainsi distingués.

a) Le Quaternaire côtier

Les plages soulevées les plus nettes sont à Agadir.

1° On y observe d'abord des restes d'une ancienne surface de 100 m ne comportant pas de dépôts marins.

2° Le deuxième niveau, bien développé et très constant, se tient normalement à la cote de 40 m. Il est découvert d'abord par une plage consolidée, puis par des dunes consolidées ou des formations rouges dont le sommet correspond à la cote de + 55 à 60 m.

3° Le niveau suivant est moins net. On l'observe dans le port d'Agadir. La plate-forme d'abrasion se trouve à + 20 m environ ; la plage meuble est très fossilifère ; les formations continentales ou dunaires qui la recouvrent atteignent la cote + 30 m.

4° Enfin la surface d'abrasion du niveau inférieur et la plage ancienne se tiennent à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer. La formation continentale (limons rouges à niveaux de galets) qui surmonte la plage forme une belle terrasse de + 15 m exactement.

Les faunes marines des trois derniers niveaux sont les suivantes (déterminations de A. Chavan) :

Niveau de + 40 m : *Chlamys flexuosa, Ostrea edulis, Mytilus galloprovincialis, Dosinia exoleta, Cardium tuberculatum, Lutraria lutraria, Trochatella trochiformis, Turritella ligar, Nassa mutabilis, Littorina littorea.*

Niveau de + 20 m : *Chlamys opercularis, Lima inflata, Mytilus perna, M. afer, M. edulis, Leda bicuspidata, Arca lactea, Venericardia antiquata, Donax vittatus, Eastonia rugosa, Mactra subtruncata, Solen vagina, Purpura hæmastoma, Patella cœrulea, Trocochlea limneata, T. sagittifera, Gibbula obliquata, Cyclostoma scrobiculatum, Vermetus triquata, Turritella triplicata, Ocinebra erinaceus, Nassa reticulata, Columbella rustica, Cymbium gracile, Dentalium.*

Niveau de + 2 à 3 m : *Pecten maximus, Chlamys varia, Anomia ephippium, Mytilus terma, Cardium tuberculatum, Arca noe, Venus verrucosa, V. plicata, Donax trunculus, Solen marginatus, Purpura hæmastoma, Patella lusitanica, Trochocochlea sagittifera, Natica collaria, Mesalia brevialis, Triton cutaceum, Cassis saburon.*

La faune du niveau de + 40, caractérisée par *Trochatella trochiformis* et *Littorina littorea*, semble indiquer une mer assez froide. Avec le niveau de + 20 apparaît la faune chaude à *Purpura hæmastoma.*

Conformément à la terminologie en usage, on peut attribuer ces quatre niveaux au Sicilien, Milazzien, Tyrrhénien et Grimaldien (= Normannien, ancien Monastirien ou encore Ouljien de M. Gigout). Plus bas encore, s'étale la plage actuelle qui passe vers l'intérieur à une basse plaine, formée de limons gris attribuables au Flandrien.

Il est intéressant de remarquer que le niveau de + 40 est affecté, à Agadir même, d'une flexure très marquée qu'on doit interpréter comme trace d'un dernier mouvement tectonique alpin.

Cette régularité schématique ne se rencontre que rarement. Tout le long de la côte du Sous, on observe des dunes consolidées relativement récentes (tyrrhéniennes ou grimaldiennes). On retrouve le régime des terrasses le long de la côte d'Ifni, ainsi qu'au S de l'embouchure de l'O. Noun. Dès la Plage Blanche, recommence le système de dunes consolidées qui se superposent aux anciennes dunes villafranchiennes et se combinent par places avec le régime de terrasses.

b) **Le Quaternaire de la zone atlantique**

La zone atlantique, le Sous, la plaine de Tiznit, les feijas de la région de Bou Izakarn et de Goulimine ont été soumis pendant tout le Quaternaire à un climat océanique humide. Sous un tel climat les formes morphologiques s'estompent, le relief est adouci ; ce sont des pays de croûtes calcaires qui revêtent la surface topographique d'un manteau continu et rendent les observations difficiles.

La principale caractéristique de cette zone est le large développement de calcaires lacustres du Quaternaire ancien.

Dans le Sous, c'est la « formation du Sous », constituée soit de calcaires gréseux ou de grès calcaires, soit de formations limoneuses à concrétions calcaires. Sa couleur est généralement rose et blanche. Vers les bords de la plaine, elle semble passer à des limons épais, durcis, que, dans le N, on a pris l'habitude d'appeler « limons inférieurs ». Comme ces derniers, la « formation du Sous » peut atteindre des épaisseurs considérables (100 m et plus). Des sondages implantés près de l'Oued Sous — (Ouled Bou Rebia) ont recoupé des conglomérats puissants (R. Ambroggi).

Il est encore difficile d'attribuer un âge précis à cette formation. Elle est postérieure au Villafranchien rouge qui affleure dans les berges de l'O. Sous dans la région d'Aït Melloul. En outre, par places, en bordure de l'Oued Sous, on observe des anciennes falaises surbaissées et encroûtées, entaillées dans la « formation du Sous » à une époque où l'Oued Sous coulait à un niveau moins bas qu'actuellement. Il s'agit donc d'un Quaternaire fort ancien, certainement antérieur au Tyrrhénien. A cette époque le Bas Sous devait se composer de lacs et de marécages comblés sur les bords par des apports venant de la montagne.

Des cônes de déjection d'âge différent, sortant des montagnes, s'étalent par dessus la formation du Sous. Le tout est recouvert par une nappe continue de limons récents (Grimaldien, Flandrien) très sablonneux par endroits.

Les mêmes limons se retrouvent dans le lit de l'Oued Sous où ils forment deux ou trois basses terrasses emboîtées.

Le schéma général est assez semblable dans la plaine de Tiznit, où se développent les « calcaires lacustres de Tiznit ». Sensiblement contempo-

rains de la « formation du Sous », ils correspondent à un des premiers pluviaux du Quaternaire. L'Oued Massa et l'Oued Adoudou s'y encaissent et montrent au moins deux séries de terrasses emboîtées dans les calcaires lacustres. L'âge de ces derniers serait donc au moins anté-tyrrhénien.

Les calcaires lacustres de Tiznit remontent insensiblement vers le S. Ils sont à 250 m à Tiznit et à 650 m au fond du « golfe » de Mirhert. Ce gauchissement est certainement dû à de légers mouvements d'exhaussement qui ont provoqué un soulèvement ultime de l'Anti-Atlas et peuvent être comparés aux mouvements qui ont affecté le niveau + 40 m à Agadir. On retrouvera le même gauchissement au S du col des Akhsas, affectant les calcaires lacustres entre la feija de Bou Izakarn et la plaine de Gouimine que nous allons étudier rapidement.

C'est une formation lacustre de 40 ou même de 50 m de puissance, formée de bancs de calcaire plus ou moins dur alternant avec des lits de travertins. En s'approchant des montagnes, elle se charge de galets et passe à un conglomérat très dur (près d'Ifrane). Ces lacs s'étalaient largement dans la feija de Bou Izakarn où ils étaient alimentés, par abouchement direct, par les nappes aquifères contenues dans les calcaires géorgiens. Ils se reliaient par Fask et Iguissel avec le lac de Goulimine qui recevait les eaux des Oueds Seyad et Ouarguenoun et était drainé en aval par l'Oued Noun. En plus d'une légère pente affectant le calcaire lacustre, entre la feija de Bou Izakarn et la plaine de Goulimine, cette formation montre localement, notamment dans le couloir de Fask, de véritables flexures atteignant 10 à 15°.

De curieuses flexures s'observent aussi dans les « foums » de la crête gréseuse de Goulimine (par exemple dans le « foum » suivi par l'Oued Oum el Achar) : les calcaires s'étalent en éventail à partir de ces foums en imitant la forme de cônes de déjection. L'hypothèse de soulèvement progressif de la barre gréseuse de Goulimine au cours du dépôt des calcaires, pourrait peut-être expliquer ces formes aberrantes.

Comme la « formation du Sous », les calcaires lacustres de Tiznit et de Bou Izakarn – Goulimine sont recouverts en bordure de l'Anti-Atlas par des cônes de déjection d'âge différent, et, en s'éloignant vers le centre de la plaine, par des limons récents.

Vers le S, le régime lacustre cesse avec la plaine de Goulimine. Dans la partie S de la zone côtière, les plaines quaternaires sont affectées d'une morphologie adoucie, où les croûtes et les limons jouent un rôle important. Il est difficile d'y reconnaître les anciennes surfaces emboîtées, si développées plus à l'E.

L'étagement des niveaux successifs devient plus net à proximité des oueds importants comme le Noun ou le Bas Dra. Ainsi, dans la région d'El Aïoun du Dra, on reconnaît facilement la surface fini-villafranchienne plus ou moins bien conservée, puis une série de témoins de la terrasse de 55-60 m comportant des alluvions grossières. Une curieuse industrie à grands éclats, de forme primitive, s'y rencontre. Les terrasses plus basses sont mal représentées dans le Bas Dra dont les gorges sont trop étroites et profondes.

Dans le Noun par contre, on observe un remplissage limoneux (Grimaldien) très puissant. Il forme des terrasses de 20 m de haut, couvertes de nappes de travertins.

c) Le Quaternaire désertique de l'intérieur

Dès qu'on traverse les premières crêtes (par exemple le Bani) on pénètre dans des régions caractérisées par un climat sec et désertique. Les croûtes calcaires disparaissent, les formes molles font place à des reliefs heurtés nettement différenciés. On pénètre ainsi dans le pays des regs emboîtés.

Il est très facile de distinguer deux surfaces topographiques anciennes qui s'étagent l'une au-dessus de l'autre. La plus ancienne est le « reg ancien », la deuxième le « reg moyen ». En contrebas du « reg moyen » s'établit une surface plus récente, généralement recouverte par des limons d'inondation. Quand elle est caillouteuse, elle forme le « reg récent ». Enfin localement, dans des conditions privilégiées, on rencontre des buttes-témoins d'une surface antérieure au « reg ancien ». La dénivellation entre ces différentes surfaces topographiques est très variable, car aucune n'étant une surface plane, leurs altitudes relatives dépendent de l'angle de l'intersection entre les surfaces successives. Elles peuvent se confondre et se recouvrir les unes les autres.

Au pied des montagnes, les regs sont formés d'éboulis anciens ; en s'éloignant vers le large, prédominent des regs de cônes de déjection. Au point de vue morphologique, de tels regs peuvent être comparés aux glacis d'érosion et aux pediments des géographes. Le long des oueds importants, les regs passent à des regs d'alluvions ou à des terrasses à matériel alluvionnaire. On peut reconstituer quatre surfaces topographiques successives résultant des quatre cycles d'érosion climatique. Effectivement, on se trouve ici au-delà des tronçons des oueds influencés par les oscillations du niveau de la mer (niveau de base) et où des « terrasses eustatiques » pouvaient se former. D'ailleurs, les quatre regs se retrouvent non seulement dans le bassin de l'Oued Dra qui se jette dans l'Océan, mais aussi dans les bassins de la Daoura (Ziz et Rheris) et du Guir. Les regs se continuent par les cols des feijas (ambed) d'un bassin à l'autre et permettent ainsi de reconstituer des anciennes surfaces absolument synchroniques dans les différents bassins. Les « regs anciens » les mieux conservés sont loin des grands oueds : au pied des montagnes, sur les cols des feijas (ambed) etc... Les regs moyens s'étalent largement de part et d'autre des oueds. Enfin les oueds eux-mêmes coulent généralement au milieu de vastes plaines limoneuses, où d'ailleurs on arrive à distinguer plusieurs niveaux de limons, qui s'emboîtent les uns dans les autres à la manière de basses terrasses.

Le mécanisme qui aboutit à la naissance de ces regs peut être appelé érosion désertique ou tangentielle.

Des crues subites, provoquées par les précipitations abondantes au cours des pluviaux, en sont le facteur principal. D'ailleurs, vers le S, les regs successifs s'estompent et finissent par se confondre en un seul reg, à éléments

fins, plus ou moins limoneux ou sablonneux. C'est le cas de la Betana par exemple. On est ici trop loin des zones affectées par les crues du Dra et de ses affluents.

Les regs des plaines périphériques du S se retrouvent dans le sillon préafricain. Ils sont ici encore mieux différenciés, car les crues des oueds sortant de l'Atlas ont été en tout temps plus violentes que celles des oueds de l'Anti-Atlas.

L'âge approximatif des regs peut être établi soit par continuité avec la zone côtière, soit d'après l'outillage préhistorique qu'on y trouve.

Ainsi, dans la région d'Ifrane, on se trouve dans une zone de passage de la zone climatique atlantique à la zone désertique. L'érosion tangentielle attaque ici les calcaires lacustres de la feija de Bou Izakarn qui apparaissent sous forme de « reg ancien ». Le reg moyen et les plaines limoneuses s'étagent au pied des falaises couronnées par les calcaires lacustres ou par les conglomérats auxquels ils passent latéralement.

Les meilleures stations paléolithiques ont été découvertes par M. Antoine, puis exploitées par A. Ruhlmann, dans la région d'Ouarzazate. La surface sur laquelle est construit le Gîte d'étape d'Ouarzazate, et qui n'est autre que la terrasse de l'Oued Ouarzazate correspondant au reg moyen, a fourni un outillage acheuléen *in situ*. Par contre, des témoins d'une terrasse plus ancienne correspondant au reg ancien, qui longent la rive droite de l'Oued Ouarzazate, ont fourni un Abbevillien (Chelléen) de premier ordre.

On peut donc proposer les parallélismes suivants :

Reg le plus ancien	—	Surface fini-villafranchienne
Reg ancien	—	Milazzien
Reg moyen	—	Tyrrhénien
Reg récent et plaines limoneuses	—	Grimaldien et Flandrien.

Les regs, ainsi que les limons, peuvent, dans des zones privilégiées, passer à des calcaires lacustres. Cette disparition se retrouve surtout en amont des foums (cluses) du Bani. On y observe généralement un calcaire lacustre ancien passant latéralement aux regs moyens, puis, au sommet des limons de comblement (Grimaldien), un niveau de calcaires lacustres récents. Ces derniers peuvent être comparés aux gueltas actuelles. C'étaient des gueltas du début du dernier pluvial, établies immédiatement avant le début du dernier stade de creusement. Ce creusement est fort important dans certains foums : il atteint 30 m à Agadir Tissinnt.

Ailleurs, surtout au pied de l'Anti-Atlas calcaire, les regs passent latéralement à des travertins ou sont recouverts par ces derniers. On peut rencontrer ainsi plusieurs niveaux étagés de travertins anciens. Ils sont en rapport avec les nappes aquifères contenues dans les calcaires géorgiens. Dans certains cas, ils prennent un développement considérable et couvrent des kilomètres carrés d'une nappe travertineuse continue (par ex : Serrina, Ida ou Lstane, Taskemoudine près d'Akka Irhèn au N d'Agadir Tissinnt).

Jusqu'à présent nous avons étudié surtout le Quaternaire des plaines. Il ne faut cependant pas oublier que des vraies terrasses étagées existent dans certaines vallées de montagne, autant dans l'Anti-Atlas que dans le Haut Atlas. Elles s'étagent entre le niveau des oueds et la cote relative de 100 m. Ce sont également des terrasses climatiques, car la plupart de ces oueds, en se répandant dans les plaines, cessent de creuser et coulent pour ainsi dire à « fleur de sol » en alluvionnant. Les plaines étaient donc, pendant tout le Quaternaire, des niveaux de base des oueds de montagnes.

De part et d'autres des débouchés de tels oueds dans la plaine, on observe des restes étagés et emboîtés de leurs anciens cônes de déjection qui, en aval, se raccordent avec les regs correspondants.

Des formes curieuses s'observent au pied des falaises escarpées (hammada, flanc N du Bani, etc...). On peut y reconnaître des restes de plusieurs systèmes de cônes d'éboulis d'âge différent, se raccordant à des regs qui s'étalent dans la plaine. Ces cônes d'éboulis anciens sont tronqués en amont et restent en l'air, séparés de la surface topographique actuelle par une contre-pente. Les cônes les plus anciens peuvent être découpés en buttes-témoins dont la surface inclinée permet de reconstituer la forme de l'ancienne pente.

d) Le volcanisme quaternaire et les derniers mouvements tectoniques

Le volcanisme quaternaire dans le Domaine de l'Anti-Atlas se réduit à très peu de choses.

Une coulée basaltique récente existe au Siroua. Elle remplit une des vallées qui descend le long du flanc N de cet ancien volcan.

Le volcan quaternaire le mieux connu est le volcan d'ankaratrites de Foum el Koos situé dans le sillon préafricain, entre Imiter et Tinerhir. Il est profondément entaillé par l'érosion (col par lequel passe la route) et date donc du Quaternaire ancien.

Il est vraisemblable que cette activité volcanique est en relation avec les dernières manifestations tectoniques dont les effets peuvent être observés dans la région d'Agadir (terrasse milazzienne inclinée). Les effets de cette dernière phase sont évidemment mieux perceptibles dans la zone faible du sillon préafricain qui, précisément, est interrompue par le massif du Siroua, et dans laquelle se trouve le volcan de Foum el Koos.

Il faut signaler également l'existence de failles très récentes, d'âge quaternaire, dans la même zone tectonique. Ainsi, entre Ouarzazate et Skoura, une telle faille, affectant le Pontien, est jalonnée par une masse puissante de travertins inclinés (H. Gauthier, J. Hindermeyer). Des sources encroûtantes existent encore dans cette région. D'autres zones recouvertes de travertins (onyx), en rapport avec des sources chaudes à dégagements gazeux, existent au N du Tafilalt (Erfoud), en avant de la falaise crétacée (L. Clariond). Il semble qu'elles soient également en rapport avec des accidents tectoniques à rejeu très récent.

Quel était l'effet de cette dernière phase tectonique sur la chaîne anti-

atlasique ? Le fait que les calcaires lacustres de la plaine de Tiznit, ainsi que ceux de Bou Izakarn–Goulimine, remontent progressivement dans la direction de la montagne, indique un exhaussement ultime de l'Anti-Atlas. En comparant les cotes d'affleurement de ces calcaires (250 m à Tiznit, 650 m dans le fond du « golfe » de Mirhert), on peut évaluer à 400 m au moins la valeur de ce soulèvement dans la région des Akhsas.

Ce soulèvement ultime est vraisemblablement encore plus important dans les zones plus orientales, cependant on y manque de ce critère précieux que fournissent les calcaires lacustres. En effet, les regs successifs des plaines périphériques sont bien inclinés vers le S, mais on ne sait pas faire la part entre leur inclinaison naturelle primitive et le gauchissement postérieur. Il en est de même de la plaine du Sous qui, autant au N qu'au S de l'oued, se relève nettement vers le pied des montagnes.

BIBLIOGRAPHIE

Ouvrages Généraux

CHOUBERT G. — Aperçu de Géologie Marocaine.
Rev. Géogr. Marocaine n° 2-3, pp. 59-77, 1946.

CHOUBERT G. et MARÇAIS J. — La Géologie Marocaine.
Encyclopédie Coloniale et Maritime, Paris, 1949.

ROCH E. — Histoire stratigraphique du Maroc.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 80, 435 p., 1950.

RUHLMANN A. — Le Paléolithique marocain. Nouvelle esquisse d'une étude d'ensemble.
Publ. Serv. Antiquités Maroc, Fasc. 7, pp. 3-103, 1945.

RUSSO P. — Le visage du Maroc.
Manuel de géographie physique. F. Moncho édit., Rabat, 238 p., 1935.

TERMIER H. et G. — Paléontologie marocaine. Tome II : Paléozoïque. 4 fasc. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 73, 77, 78 et 79, 1949.

TERMIER H. et G. — Affinités des faunes nord-africaines au cours de l'ère primaire.
Rev. Scient. n° 3308, pp. 209-216, 1950.

XX. — Géologie des gîtes minéraux marocains.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 87, 416 p.. 1952. et 19e *Congrès Géol. intern. Monogr. région.* 3e série (Maroc) n° 1.

XX. — Aspects de la Géomorphologie du Maroc.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 96, 182 p. 1952, et 19e *Congrès Géol. intern. Monogr. région.* 3e série (Maroc) n° 3.

XX. — Hydrogéologie du Maroc (Zone française).
Notes et Mém., Serv. Géol. Maroc, n° 97, 350 p., 1952, et 19e *Congrès Géol. intern. Monogr. région.* 3e série (Maroc). n° 4.

Anti-Atlas « Etape Historique » (par ordre chronologique)

ROHLFS G. — Tagbuch einer Reise durch die südlichen Provinzen von Marokko.
Petermanns Mitteilungen, Gotha, 1863.

LENZ O. — Timbuktu, Reise durch Marokko, die Sahara und den Sudan. Leipzig 1884. [Trad. fr. par LEHAUTCOUR. Hachette édit. Paris, 1887.

Stache G. — On the Carboniferous Limestone of the Western Sahara.
The Geological Magazine, London, 1882, 2e série, Vol. 9, no 11, 519 p.

Stache G. — Fragmente einer afrikanischen Kohlenkalkfauna aus dem Gebiete der West-Sahara. Bericht über die Untersuchung der von Dr Oscar Lenz auf der Reise von Marokko nach Timbuktu gesammelten paläozoischen Gesteine und Fossilreste.
Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien, 1883, Band 46, 2e Abt.

Maw G. — Sketch of the Geology of Marocco, *in* J. D. Hooker and J. Ball Journal of a Tour in Marocco and the Great Atlas.
Macmilian, London, 1878, 446 p.

de Foucauld Ch. — Reconnaissance au Maroc (1883-84).
Challamel édit. Paris, 495 p. Atlas, 1888.

Schnell P. — Das marokkanische Atlasgebirge.
Petermanns Mitteilungen, Gotha 1892. t. 38, 110 p. Carte au 1 000 000e. [Trad. fr. par A. Bernard. Leroux édit. Paris, 1898].

Brives A. — Voyages au Maroc (1901-1907).
Jourdan édit., Alger, 1 vol., 612 p., 1909.

Brives A. — Carte géologique de l'Atlas occidental au 250 000e, en 17 couleurs : Haouz et Sous.
Alger, 1909.

Fritsch K. (von). — Reisebilder aus Marokko.
Mitteilungen der Vereins für Erdkunde, Halle, t. 1, pp. 11-53, 1879, t. 2, pp. 12-33.

Gentil L. — Dans le Bled es Siba. Exploration au Maroc.
Masson édit., Paris, 1906, 380 p.

Gentil L. — Sur le volcan du Siroua (Anti-Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 146, pp. 185-187, 1908.

Gentil L. — Constitution géologique du Djebel Siroua (Anti-Atlas marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr. 1908, pp. 19-20 et *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 8, pp. 29-30, 1908.

Gentil L. — Itinéraire dans le Haut Atlas marocain.
La Géographie, Paris, t. 17, pp. 177-200, 1908.

Gentil L. — Contribution à l'étude tectonique du Haut-Atlas marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 26-27, 1910.

Gentil. L. — Sur la structure du Haut-Atlas marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr. pp. 90-92, 1910, et *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 10, pp. 486-488, 1910.

Gentil L. — Esquisse géologique du Haut-Atlas occidental, *in* : « La face de la Terre » de Ed. Suess.
Colin, édit., Paris, 1911.

GENTIL. L. — Sur la tectonique du Haut-Atlas marocain et ses relations avec l'Atlas saharien.
C. R. Ac. Sc., t. 154, pp. 1011-1014, 1912.

GENTIL L. — Sur l'origine des plis de l'Atlas saharien.
C. R. Ac. Sc., t. 154, pp. 1191-1194, 1912.

GENTIL L. — Le Maroc physique.
Alcan édit., Paris, 320 p., 1912.

GENTIL L. — Les analogies du Haut-Atlas marocain et de l'Atlas saharien.
C. R. Ac. Sc., t. 161, pp. 103-105, 1915.

GENTIL L. — Carte géologique provisoire du Maroc (publiée par ordre du Maréchal LYAUTEY Résident général de la République française au Maroc, d'après les esquisses de l'auteur et divers documents), au 1 500 000e.
Larose, édit., Paris, 1920.

DE SEGONZAC R. — Au cœur de l'Atlas. Mission au Maroc 1904-05.
Larose, édit., Paris, 1920.

Etudes d'ensemble : Anti-Atlas

BOURCART J. — Reconnaissance géologique dans les confins autonomes du Dra.
Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., vol. 8, pp. 115-132, 1935.

BOURCART J. — Du Sous au Dra. L'extrémité occidentale de l'Anti-Atlas marocain. Afr. française.
Renseign. coloniaux, n° 7, pp. 171-184, n° 8, pp. 196-208, 1939. Réédité par *Rev. Géogr. Marocaine*, n° 2-3-4, 1947.

CHOUBERT G. — Hydrogéologie des feijas du Sud Marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 212, pp. 1092-1094, 1941.

CHOUBERT G. — Signification tectonique du seuil du Siroua et du Bloc oriental du Massif Central du Haut Atlas.
Bull. Soc. Sc. nat. Maroc., t. XXII, pp. 126-136, 1942.

CHOUBERT G. — Note au sujet du terme « Anti-Atlas ». Essai de synthèse géologique.
Rev. Géogr. Marocaine, p. 20, 1943.

CHOUBERT G. — Quelques réflexions sur la terminaison orientale de l'Anti-Atlas.
Bull. Soc. Sc. nat. Maroc., t. XXIII, pp. 61-79, 1943.

CHOUBERT G. — L'accident majeur de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 224, pp. 1172-1174, 1947.

CHOUBERT G. — Note sur la Géologie de l'Anti-Atlas.
18e *Congrès Géol. Intern.* Londres, 1948, Partie XIV, pp. 29-44, 1951.

CLARIOND L. et TERMIER H. — Sur le Djebel Sarhro (Maroc saharien).
C. R. Ac. Sc., t. 196, pp. 1911-1913, 1933.

Clariond L. — Structure et morphologie du Djebel Sarhro.
Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., vol. 8, pp. 315-323, 1935.

Clariond L. — Etudes stratigraphiques sur les terrains du Sud marocain : la série primaire du Sarhro, du Maïder et du Tafilalet.
Publ. Assoc. Etudes géol. Médit. occid., Barcelone, vol. 5, 1re partie, n° 12, pp. 3-10, 1935.

Clariond L. — Prospection dans la vallée du Ziz.
Bull. Liaison B. R. P. M., n° 7, pp. 7-11, 1950.

Fallot P. — Sur l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 212, pp. 556-558, 1941.

Gentil L. — A travers l'Anti-Atlas et le Djebel Bani (Sud-Ouest marocain).
Bull. Com. Afr. fr., Paris, pp. 196-226, 1924.

Gentil L. — (par Bourcart J.). L'Anti-Atlas et le Djebel Bani. (Exploration de 1923).
Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., vol. 11, fasc. 1, pp. 5-67, 1929.

Hernandez-Pacheco E. — Expedicion cientifica a Ifni.
Soc. Geogr. Nac., 1935.

Hernandez-Pacheco E. et F. — Datos acerca de la exploracion geologica de Ifni.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Madrid, 1936.

Hernandez-Pacheco E. — Los territorios de Ifni y Tarfaga en relacion con el problema de la Atlantida geologica.
Assoc. Esp. Prog. Cienc., 1938.

Menchikoff N. — Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental.
Ann. Hébert et Haug. Livre jubilaire Ch. Jacob, pp. 303-325, 1929.

Neltner L. — Excursion dans le Sud Marocain.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 30, pp. 1337-1340, 1930.

Neltner L. — Etudes géologiques dans le Sud Marocain (Haut-Atlas et Anti-Atlas).
Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, n° 42, 298 p., 1938.

Roch E. — Itinéraire géologique de Bou Denib au M'Hammid (Sud marocain).
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 3, pp. 345-358, 1933.

Yovanovitch B. — L'Oued Dra entre le Maroc et le Sahara.
Bull. Com. Etudes Eaux souter., 3e série, t. 1, fasc. 2, pp. 15-20, 1936.

Yovanovitch B. — Le Sud Marocain, pays des cuvettes.
Bull. Com. Etudes Eaux souter., 3e série, t. 1, fasc. 4, pp. 40-45, 1936.

Etudes d'ensemble : Haut Atlas

Bourcart J. et Roch E. — Notice explicative de la Carte géologique provisoire au 200 000e des régions d'Ouaouizarht et de Dadès.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 52, 37 p., 1941.

Clariond L., Leca F. et Termier H. — Observations géologiques sur les terrains primaires de la bordure méridionale du Djebel Grouz (confins algéro-marocains du Sud).
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 3, pp. 139-154, 1933.

Dresch J. — Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous.
Arrault et Cie, édit., Tours, 708 p., 4 cartes couleurs au 200 000e, 1941.

Dubar G. — Notice explicative de la Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 200 000e.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 59 bis, 60 p., 1943.

Fallot P. — Sur le Haut Atlas marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 212, pp. 648-650, 1941.

Gigout M. — Sur trois affleurements de terrains anciens situés entre le Rdat et la Tessaout (Haut Atlas Marocain)
Vigot, impr., Paris, 33 p., 1937.

Moret L. — Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech.
Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, n° 18, 262 p., 1931.

Neltner L. — L'Atlas de Marrakech.
Rev. Géogr. Marocaine, t. 20, 153-160, 1936.

Neltner L. — Le Massif Central du Haut Atlas.
Rev. Géogr. Marocaine, t. 21, pp. 261-269, 1937.

Roch E. — Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental.
Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, n° 9, 542 p., 1930.

Roch E. — Notice explicative des Cartes géologiques provisoires des Abda et des Djebilet occidentales, de la zone synclinale de Mogador et de l'Atlas occidental au 200 000e.
Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, n° 13, 29 p., 1931.

Roch E. — Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech.
Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, n° 51, 438 p., 1939.

Roch E. — Notice explicative de la Carte géologique provisoire au 200 000e des régions de Demnat et de Telouet.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 55 bis, 38 p., 1941.

Russo P. et Russo L. — Le grand accident sud-atlasien.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 136-137, 1934.

Russo P. et Russo L. — Le grand accident sud-atlasien.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 4, pp. 375-384, 1939.

Russo P. — Observations sur la région de contact entre le socle saharien et les zones de plissements atlasiens. Conséquences pour la tectonique générale du Maroc et de l'Afrique du Nord.
Bull. Com. Etudes Eaux souter. Congrès d'Erfoud, pp. 99-101, 1934.

Etudes d'ensemble : Sahara, Confins algéro-marocains

Alia Medina M. — Notas de una expedicion geologica a los Territorios del Sahara Español.
Invest. y Prog., n° 1-2, 1943.

Alia Medina M. — Datos geologicos de la zona septentrional del Sahara Espanol.
Invest. y Prog., 1944.

Alia Medina M. — Caracteristicas morfograficas y geologicas de la zona septentrional del Sahara Español.
Consejo sup. de Invest. Cientificas. Trabajos Inst. Ciencias Nat. « *José de Acosta* ». Tome II, 1945.

Clariond L. — Note sur la Géologie des environs de Kenadza.
Rapport inéd. B. R. P. M., juin 1938.

Flamand G. B. M. — Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoire du Sud). Thèse, Rey et Cie, édit., Lyon, 1003 p., 1911.

Gevin P. — Série paléozoïque d'Aouinet Legra (Sahara occidental).
Bull. Soc. géol. Fr., pp. 369-381, 1948.

Hernandez-Pacheco E. et F. — Sahara Español. Expedicion cientifica de 1941.
Univers. Madrid, 1942, 196 p.

Hernandez-Pacheco et Alia Medina M. — Nota preliminar de una expedicion reciente a los Territorios del Sahara Español.
Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., 1942.

Hernandez-Pacheco et Alia Medina M. — Nota preliminar de una prospecion reciente en el Sahara Español.
Rev. Real. Acad. Ciencias Madrid, 1942.

Jacquet F. — Sur la structure du Sahara mauritanien.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 7, pp. 3-8, 1937.

Menchikoff N. — Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental.
Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., vol. 3, pp. 103-247, 1930.

Menchikoff N. — Etudes géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 6, pp. 131-148, 1936.

MENCHIKOFF N. et NICKLES M. — La Géologie des confins de la Mauritanie septentrionale (d'après les documents de F. JACQUET).
Bull. Serv. Mines A.O.F., n° 6, pp. 51-78, 1942.

Précambrien

AGARD J. — Découverte d'une diorite orbiculaire dans les terrains précambriens de la région de Teifst (Anti-Atlas).
Notes Serv. Géol. Maroc, t. VI, 1952.

BLANCHOT A. et CHOUBERT G. — Comparaison entre le Précambrien marocain et le Précambrien de Mauritanie occidentale.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 46-48, 1951.

BONDON J. — Sur les terrains antécambriens des plateaux du Dra (Sud marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 116-118, 1935.

BONDON J. — L'âge des laves anciennes du Djebel Siroua et des plateaux du Draa (Sud Marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 151-152, 1937.

BOULADON J., JOURAVSKY G. et MORIN P. — Etude préliminaire des pegmatites à muscovite et béryl du Sud de la plaine de Tazenakht.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. III, pp. 207-235, 1950.

BOULADON J., JOURAVSKY G. et PERMINGEAT F. — Rapport préliminaire sur la région aurifère de la Jemaa d' Ougoulzi (Jebel Sarhro).
Serv. Géol. Maroc, S.E.G.M. Rapport n° 39, 1947.

BOURCART J. — Un grand volcan « algonkien » à l'extrémité occidentale de l'Anti-Atlas marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 232-234, 1936.

BOURCART J. — L'anticlinal antécambrien du Bas Dra (Sahara marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 242-244, 1937.

CHOUBERT G. et NELTNER L. — Sur le Précambrien de l'Anti-Atlas occidental.
C. R. Ac. Sc., t. 206, pp. 1393-1396, 1938.

CHOUBERT G. et NELTNER L. — Les phénomènes d'intrusion et de métamorphisme dans le Précambrien de Kerdous (Maroc).
C. R. Ac. Sc., t. 206, pp. 1579-1581, 1938.

CHOUBERT G. et NELTNER L. — Sur les niveaux inférieurs du Géorgien de l'Anti-Atlas occidental et sur la présence de mouvements algonkiens posthumes autour de la tache de Kerdous.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 168-170, 1938.

CHOUBERT G. — Les granites précambriens de l'Anti-Atlas.
C. R. As. Sc., t. 220, pp. 289-291, 1945.

Choubert G. — Les serpentines de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 220, pp. 332-334, 1945.

Choubert G. — Découverte d'organismes calcaires dans le Précambrien de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 220, pp. 561-563, 1945.

Choubert G. — Sur les laves précambriennes de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 221, pp. 109-111, 1945.

Choubert G. — Sur le Précambrien marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 221, pp. 249-251, 1945.

Choubert G. — La correspondance probable des séries précambriennes marocaines avec celles de l'A. O. F.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 241-242, 1947.

Choubert G. Morin P. — Sur les migmatites de la Plaine des Zenaga (région de Tazenakht, Maroc).
C. R. Ac. Sc., t. 231, pp. 299-300, 1950.

Choubert G., Termier H. et G. — Les calcaires précambriens de Taghdout et leurs organismes problématiques.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. V, pp. 9-34 1951.

Clariond L., Gouskov N. et Roch E. — La série ancienne du pays de Skoura (Haut Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 195, pp. 542-544, 1932.

Clariond L. et Ghika-Budesti S. — Les roches précambriennes du Djebel Saghro.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 208-210, 1934.

Fauvelet E. et Hindermeyer J. — Note préliminaire sur les granites associés à des coulées rhyolitiques précambriennes au Sud d'Ouarzazate (Anti-Atlas central) et dans le Sarhro.
C. R. Ac. Sc., t. 234, pp. 2525-2527, 1952.

Ghika-Budesti S. — Le caractère pétrographique de la série éruptive du Jebel Sarhro, Anti-Atlas marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 207, pp. 1056-1058, 1938.

Gubler Y. — Sur la découverte de restes fossiles dans le Précambrien de Mellab (Djebel Ougnat, Sud Marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 213, pp. 274-276, 1941.

Gigout M. — Sur l'Antécambrien des Oueds Zat et Rdat en pays Glaoua (Haut-Atlas de Marrakech).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 195-196, 1937.

Gigout M. — Sur la rhyolite du Jebel Bou Ourioul (Haut Atlas marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 210-211, 1937.

Hindermeyer J. — Découvertes d'un affleurement de Précambrien I probable entre Ouarzazate et Skoura (Anti-Atlas central).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., 1952 (*sous presse*).

Neltner L. — Les granites du Haut Atlas et leur rôle dans le métamorphisme.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 70-71, 1935.

Paléozoïque

Bondon J. et Clariond L. — Itinéraire géologique d'Aqqa à Tindouf (Sahara marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 199, pp. 1235-1237, 1934.

Bondon J. et Yovanovitch B. — Sur les terrains anté-carbonifères du Maroc occidental.
C. R. Ac. Sc., t. 202, pp. 1380-1382, 1936.

Bourcart J. — Reconnaissance géologique dans le Sud-Ouest du Sous (Maroc méridional).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 70-71, 1931.

Bourcart J. — Premiers résultats d'une reconnaissance sur les confins autonomes du Dra.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 201-202, 1934.

Bourcart J. — Une coupe géologique de l'Oued Noun à l'Ouarkziz par Torkoz (Sahara marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 12-14, 1938.

Choubert G. — La constitution et la puissance de la série primaire de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 215, pp. 445-447, 1942.

Choubert G. et Jacquemont P. — Nouvelles mesures des épaisseurs des séries paléozoïques de l'Anti-Atlas.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. VI, 1952.

Clariond L. — Les terrains primaires et la Hammada de Taouz (confins algéro-marocains du Sud).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 47-48, 1933.

Clariond L., Bondon J. et Neltner L. — Une nouvelle coupe du Djebel Sarhro (Maroc saharien).
C. R. Ac. Sc., t. 198, pp. 590-591, 1934.

Clariond L. — La série paléozoïque des territoires du Tafilalet (Maroc).
C. R. Ac. Sc., t. 198, pp. 2270-2272, 1934.

Gigout M. — La série paléozoïque de l'Adrar n'Dgout (Atlas de Marrakech).
C. R. Ac. Sc., t. 204, pp. 787-788, 1937.

Lecointre G. — Examen des fossiles paléozoïques rapportés par M. Gentil de l'Anti-Atlas en 1923.
Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., t. 2, pp. 67-69, 1929.

Menchikoff N. — Données nouvelles sur la géologie du Sahara occidental.
C. R. Ac. Sc., t. 196, pp. 1237-1238, 1933.

Menchikoff N. — La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta.
Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. Trav. récents des Collaborateurs. Fasc. 2, pp. 109-123, 1933.

Neltner L. — Sur la géologie du pays Goundafi (Haut-Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 186, pp. 707-710, 1928.

Roch E. — Les terrains paléozoïques du Pays de Skoura (Haut-Atlas marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 223-224, 1932.

Ségaud E. — Le synclinal de Tiznit (Maroc sud-occidental).
Chron. Mines coloniales, n° 14, pp. 248-258, 1933.

Cambrien

Bondon J. et Neltner L. — Sur la série cambrienne des plateaux du Drâ (Sud Marocain) et la présence du Géorgien dans cette série.
C. R. Ac. Sc., t. 197, pp. 170-172, 1933.

Bourcart J. — Découverte du Cambrien à *Archæocyathus* dans l'Anti-Atlas marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 10-11, 1927.

Bourcart J. et Le Villain G. — Sur le gisement à *Archæocyathus* de Sidi Mouça d'Aglou (Anti-Atlas marocain).
C. R. somm. Soc. Géol., pp. 115-116, 1927.

Bourcart J. et Le Villain G. — Sur la faune des calcaires cambriens de Sidi Mouça d'Aglou près de Tiznit (Sud marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 187, pp. 1066-1068, 1928.

Bourcart J. et Le Villain G. — L'Acadien de l'Anti-Atlas marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 188, pp. 1423-1425, 1929.

Bourcart J. et Le Villain G. — La faune des calcaires cambriens de Sidi Mouça d'Aglou (Anti-Atlas marocain).
Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, n° 15, 44 p., 1931.

Choubert G. et Neltner L. — Sur le Cambrien de l'Anti-Atlas occidental.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 139-141, 1938.

Choubert G. — Sur le Géorgien de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 216, pp. 69-70, 1943.

Choubert G. — Sur la découverte des *Collenia* dans le Précambrien de l'Atlas oriental.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 182-184, 1945.

Choubert G. — Sur l'existence dans le Sud marocain de rhyolites contemporaines de la transgression géorgienne.
C. R. Ac. Sc., t. 221, pp. 182-184, 1945.

Choubert G., du Dresnay R. et Hindermeyer J. — Sur les *Collenia* de l'Atlas oriental.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. III, pp. 93-103, 1950.

Choubert G. — Le volcan géorgien de la région d'Alougoum (Anti-Atlas).
C. R. Ac. Sc., t. 234, pp. 350-352, 1952.

Choubert G., Hindermeyer J. et Hollard H. — Sur la présence des *Collenia* dans le Précambrien III et le Géorgien de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 234, pp. 543-545, 1952.

Choubert G., Hindermeyer J. et Hollard H. — Note préliminaire sur les *Collenia* de l'Anti-Atlas.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. VI, 1952.

Clariond L. et Gubler J. — Sur la présence des roches éruptives acadiennes et post-acadiennes au Sud du Djebel Ougnat (Sud Marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 204, pp. 706-708, 1937.

Hernandes Sampelayo P. — Los *Archæocyathus* de Ifni.
Notes y Com. Inst. Geol. y Minero de España, 1935.

Hupé P. et Abadie J. — Sur l'existence de Trilobites du Cambrien inférieur asiatique dans l'Anti-Atlas marocain.
C. R. Ac. Sc., pp. 2112-2113, 1950.

Hupé P. — Sur l'affinité des Trilobites.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 469-486, 1952.

Hupé P. — Les Trilobites du Géorgien de l'Anti-Atlas.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, nº 103 (*sous presse*).

Menchikoff N. — Sur la présence du Cambrien dans la région de Talzaza (confins algéro-marocains).
C. R. Ac. Sc., t. 221, pp. 510-512, 1945.

Menchikoff N. — A propos de Stromatolites sud-marocains.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 208-209, 1945.

Menchikoff N. — Les formations à Stromatolites dans le Sahara occidental.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 14, pp. 451-456, 1946.

Moret L. et Neltner L. — Découverte du Cambrien à Trilobites dans la partie axiale du Haut-Atlas comprise entre l'Oued N'Fis et l'Oued Ourika (Maroc).
C. R. somm. Soc. Geol. Fr., pp. 272-274, 1928.

Neltner L. — Sur l'existence du Cambrien dans le Sud Marocain et la présence dans cette région des plissements précambriens.
C. R. Ac. Sc., t. 188, pp. 871-873, 1929.

Neltner L. — Sur le Cambrien du Sud Marocain, essai paléogéographique.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 83-85, 1935.

Neltner L. et Poctey N. — Sur les Trilobites du Géorgien supérieur du Maroc méridional.
C. R. Ac. Sc., t. 224, pp. 352-353, 1947.

Neltner L. et Poctey N. — Quelques faunes géorgiennes du Maroc
Notes Serv. Géol. Maroc, t. II, pp. 53-84, 1949.

Silurien

Bigot A. et Dubois J. — Sur la présence de l'Ordovicien dans l'Anti-Atlas marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 193, pp. 288-289, 1931.

Bourcart J. — Sur l'Ordovicien du Djebel Tachilla dans le Sous (Sud Marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 46-47, 1933.

Choubert G. — L'Acadien et l'Ordovicien de l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 216, pp. 158-160, 1943.

Choubert G., Termier H. et G. — Sur la stratigraphie de l'Ordovicien marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 335-337, 1947.

Menchikoff N. — Sur l'âge des grès d'Ougarta (Sahara occidental).
C. R. Ac. Sc., t. 187, pp. 733-734, 1928.

Menchikoff N. — Sur l'Ordovicien des chaînes d'Ougarta (Sahara oranais).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 218-219, 1933.

Poueyto A. — Coupe stratigraphique des terrains gothlandiens à Graptolites au N d'Ougarta (Sahara occidental).
C. R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 44-46, 1950.

Poueyto A. — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la basse Daouara (Sahara occidental).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 156-157, 1951.

Rey F. — Sur la présence du Gothlandien dans la plaine du Tamlelt (confins algéro-marocains).
C. R. Ac. Sc., t. 152, pp. 1532-1533, 1911.

Roch E. — Sur un gisement de Silurien dans le Haut-Atlas occidental marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 65-66, 1926.

ROCH E. — Sur deux gisements fossilifères dans les grès d'Ougarta (confins algéro-marocains du Sud).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 30-31, 1933.

ROCH E. — Sur le Gothlandien du Haut-Atlas à l'Est de Marrakech.
C. R. Ac. Sc., t. 205, pp. 620-621, 1937.

SEGAUD E. et TERMIER H. — Sur l'Ordovicien du Djebel Tachilla (Maroc Sud-Ouest).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 33-34, 1933.

SEGAUD E. et TERMIER H. — Sur la présence de *Calymene Tristani* AL. BRONGNIART au Maroc.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 57-58, 1934.

Dévonien

CHOUBERT G. — Sur la géologie des plaines du Dra et le Tazoult.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 99-100, 1948.

CHOUBERT G., TERMIER H. et G., WALLACE M. H. — Sur deux niveaux à Goniatites des Plaines du Dra.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 281-282, 1948.

CHOUBERT G. — La chaîne calédonienne au Maroc.
C. R. Ac. Sc., t. 234, pp. 2382-2383, 1952.

CLARIOND L. — Sur le Dévonien du Tafilalet et du Maïder.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 223-224, 1934.

DESCOSSY G. et ROCH E. — Sur quelques fossiles de la basse vallée du Dra et de la région de Tindouf.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 104-105, 1934.

HAUG E. — Sur deux niveaux à Céphalopodes du Dévonien supérieur dans le Sahara oranais.
C. R. Ac. Sc., t. 137, pp. 83-85, 1903.

LEHMANN J. P. — Sur la présence d'Arthrodires *Brachythoraci* (*Dinichtydæ*) dans le Dévonien supérieur du Tafilalet (Maroc méridional).
C. R. Ac. Sc., t. 232, pp. 2237-2239, 1951.

LEHMANN J. P. — Les Arthrodires du Maroc méridional.
C. R. Ac. Sc., t. 234, pp. 2631-2633, 1952.

LE MAITRE D. — Contribution à l'étude du Dévonien du Tafilalet. I. — La faune coblencienne de Haci Remlia.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 61, 94 p., 1944.

LE MAITRE D. — Contribution à l'étude du Dévonien du Tafilalet. II. — Le récif coralligène de Ouihalane.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 67, 115 p., 1947.

Le Maitre D. — Nouveaux éléments communs avec l'Amérique dans la faune dévonienne de l'Afrique du Nord.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 253-256, 1950.

Le Maitre D. — Orthocyathidés coralliformes du Dévonien de l'Afrique du Nord.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 2, pp. 93-98, 1950.

Menchikoff N. — Sur le Dévonien à Céphalopodes de l'Oued Saoura (Sahara oranais).
C. R. Ac. Sc., t. 194, pp. 1966-1968, 1932.

Menchikoff N. — Sur le Dévonien du Menakeb (Sahara occidental).
C. R. Ac. Sc., t. 196, pp. 1038-1039, 1933.

Menchikoff N. — Sur la présence du Famennien à Céphalopodes à Ben Zireg (Sud-Oranais).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 106-108, 1934.

Menchikoff N. — Le Dévonien des Confins du Rio de Oro.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 37-39, 1935.

Menchikoff N. — Le Dévonien inférieur de Menakeb (Sahara occidental).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 74-75, 1935.

Menchikoff N. — Sur la présence du Gédinnien dans la région de la Saoura (Sahara occidental).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 180-181, 1937.

Menchikoff N. — Sur la présence du Tournaisien à Goniatites dans la vallée du Dra (Sahara marocain).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 36-37, 1948.

Roch E. — Sur des phénomènes remarquables observés dans la région d'Erfoud (confins algéro-marocains du Sud).
Publ. Assoc. Etudes géol. Méditer. occid., vol. 5, 1re partie, no 11, pp. 1-10, 1934.

Russo P. — Sur la présence du Dévonien inférieur dans la région d'Aqqa (Sahara Marocain).
C. R. Congr. Assoc. fr. Avanc. Sc., pp. 136-137, Rabat, 1937.

Termier H. — Sur le Dévonien du Tafilalet.
C. R. Ac. Sc., t. 189, pp. 258-260, 1929.

Carbonifère, Orogénie hercynienne

Chazan W. et Pochitaloff-Huvale A. — Note sur le Paléozoïque du Haouz occidental.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. VI, 1952.

Choubert G. — Les conditions tectoniques de la mise en place des granites hercyniens du Maroc.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 262-264, 1947.

Choubert G. — Essai de chronologie hercynienne.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. IV, pp. 9-78, 1951.

Choubert G. — Les dolérites hercyniennes du Sud marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 233, pp. 701-703, 1951.

Clariond L. — Sur le Stéphanien des Ida ou Zal (Maroc occidental).
C. R. Ac. Sc., t. 195, pp. 62-64, 1932.

Clariond L. — Sur l'extension des mouvements anté-viséens au Maroc.
C. R. Ac. Sc., t. 195, pp. 717-719, 1932.

Clariond L. et Deleau P. — Sur les faunes continentales et les niveaux marins du Houiller de Kenadza (Sud-Oranais).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 201-203, 1933.

Clariond L. et Leca F. — Etudes sur le Stéphanien du versant nord de l'Atlas de Marrakech.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 161-172, 1932.

Clariond L. — Les bassins houillers du Maroc français.
Communication au 17e *Congrès Géol. Internat.*, Moscou, 1937, vol. 1, pp. 383-407.

Daguin F. — Note sur le pays primaire du Guir dans le Sud Marocain (confins algéro-marocains).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 45-47, 1926.

Daguin F. — Etude stratigraphique et paléontologique du Carbonifère sur la rive droite de l'Oued Guir.
Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, no 4, 47 p., 1929.

Deleau P. — Les bassins carbonifères du Sud-Oranais (Algérie).
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 625-632, 1945.

Deleau P. — Les bassins carbonifères du Sud-Oranais (Algérie.) Le Bassin de Colomb-Béchar — Kenadza et le Bassin du Guir.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 3-10, 1946.

Deleau P. — Echelle stratigraphique du Carbonifère supérieur des bassins du Sud-Oranais (Bassins de Colomb-Béchard, Kenadza, Abadla, Sfaïa).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 199-201, 1950.

Deleau P., Termier H. et G. — Sur la répartition des Ammonoïdes dans les bassins carbonifères du Sud-Oranais (Kenadza, Colomb-Béchar, Algérie).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 49-51, 1951.

Delépine G. et Menchikoff N. — La faune des schistes carbonifères à *Prostumadites* de Haci Diab (Confins algéro-marocain du Sud).
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 77-89, 1937.

Delépine G. — Extension et caractères des faunes marines des bassins houillers de Djerada (Maroc) et de Kenadza (Sud Oranais).
C. R. Ac. Sc., t. 208, pp. 1035-1037, 1939.

DELÉPINE G. — La discordance Viséen sur Famennien près de Taouz (confins algéro-marocains du Sud).
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 97-104, 1939.

DELÉPINE G. — Les Goniatites du Carbonifère du Maroc et des Confins algéro-marocains du Sud (Dinantien-Westphalien).
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 58, 110 p., 1941.

DOLLÉ L. — Le Dinantien supérieur (Viséen) de la vallée de l'Oued Zousfana. Paléontologie.
Ann. Soc. Géol. Nord., t. 41, pp. 240-261, 1912.

DOUVILLÉ H. — Présentation d'échantillons de fossiles du Sud-Oranais rapportés par M. le Général JOURDY, recueillis en partie par M. le Lieutenant QUONIAM.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 6, 1902.

DOUVILLÉ H. et ZEILLER R. — Sur le terrain houiller dans le Sud Oranais.
C. R. Ac. Sc., t. 146, p. 732, 1908.

DOUVILLÉ H., HAUG E. et ZEILLER R. — Examen d'échantillons de fossiles carbonifères provenant du Sud Oranais.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 22, 1908.

FLAMAND G. B. M. — Sur les divisions du Carbonifère et la présence du Moscovo-Westphalien dans le Sud Oranais.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 423-424, 1907.

FLAMAND G. B. M. — Sur l'existence de houille dans le bassin de l'Oued Guir (Sud Oranais).
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 259-260, 1908.

HAUG E. — Sur la présence du Carbonifère moyen et supérieur dans la Saoura.
C. R. Ac. Sc., t. 140, pp. 957-959, 1905.

HORON O. — Recherches de charbon dans le Haouz.
Bull. liaison B. R. P. M., n° 12, pp. 16-23, 1951.

JONGMANS W. J. et DELEAU P. — Un nouveau bassin houiller dans le Sud Oranais (Algérie) : le bassin de Mezarif.
C. R. Ac. Sc., t. 226, pp. 1460-1461, 1948.

JONGMANS W. J. — Note sur la flore du Carbonifère du versant sud du Haut Atlas.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. III, pp. 155-175, 1950.

JOURAVSKY G., PERMINGEAT F., BOULADON J. et AGARD J. — Deux types de gisements de plomb au Maroc français.
XVIII^e Congrès Géol. Int., Londres, 1948, Part. VII, Sect. F, pp. 144-154.

MENCHIKOFF N. — Sur les terrains primaires au Sud de l'Oued Dra.
C. R. Ac. Sc., t. 183, pp. 978-979, 1926.

MENCHIKOFF N. — Le Carbonifère du Tazoult au Touat (Sahara).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 60-62, 1935.

MENCHIKOFF N. — Sur un niveau à nodules phosphatés viséens dans les confins algéro-marocains du Sud.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 47-48, 1938.

MORET L. et NELTNER L. — Sur le Carbonifère de l'Atlas de Marrakech.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 14-17, 1929.

RAGUIN E. — Les roches éruptives des environs d'Azgour dans l'Atlas de Marrakech, Maroc.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 366-374, 1945.

ROCH E. — Sur la présence de Stéphanien fossilifère au Maroc occidental.
R. C. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 187-188, 1927.

ROCH E. — Nouvelles observations sur le Stéphanien du Maroc occidental.
R. C. Ac. Sc., t. 188, pp. 721-722, 1929.

ROCH E. — Sur le Viséen du Haut Atlas à l'Est de Marrakech.
C. R. Ac. Sc., t. 205, pp. 332-334, 1937.

TERMIER H. et G. — Massif granito-dioritique du Tichka: caractères généraux.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 35-36, 1945.

TERMIER H. et G. — Le massif du Tichka : roches métamorphiques.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 45-47, 1945.

TERMIER H. et G. — Le massif du Tichka : migmatites et plutonites ; filons et minéralisations.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 65-67, 1945.

TERMIER H. et G. — Le problème du diorite et des roches qui lui sont associées dans le massif du Tichka.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 81-83, 1945.

TERMIER H. et G. — Sur l'existence d'un métamorphisme régional dans le Haut Atlas marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 223, pp. 91-93, 1946.

TERMIER H. et G. — L'évolution des roches dans le massif du Tichka (Haut Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 223, pp. 580-582, 1946.

VINCIENNE H. — Sur l'âge du granite d'Imorsane dans la vallée du Tifnout (versant sud du Haut Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 228, pp. 1956-1958, 1949.

VON DER WEID F. — Le gisement de molybdénite d'Azgour et la région des Guedmioua.
Thèse Fac. Sc., Georg et Cie,Genève, 87 p., 1941.

Permo-Trias

DEFRETIN S. — Sur l'âge triasique probablement Keuper moyen des couches cuprifères d'Argana-Bigoudine (Haut-Atlas occidental).
C. R. Ac. Sc., t. 232, pp. 424-425, 1951.

DEFRETIN S. et FAUVELET E. — Présence de Phyllopodes triasiques dans la région d'Argana-Bigoudine (Haut-Atlas occidental).
Notes Serv. Géol. Maroc, t. V, pp. 129-136, 1951.

TERMIER H. et G. — Mode de gisement de basaltes « permo-triasiques » au Maroc.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 111-134, 1949.

WESTERVELD J. — Sur la position géologique des laves soi-disant permo-triasiques ou infra-liasiques du domaine atlasique et leurs rapports avec la métallogénie marocaine.
Kon. Nederl. wetensch. Proceed., Un. Amsterdam, n° 5, pp. 565-574, 1948.

Lias-Jurassique

Voir liste des Etudes d'ensemble sur le Haut-Atlas.

Crétacé et Eocène

AMBROGGI R. et BASSE E. — Sur le Crétacé supérieur de la Vallée du Sous (Sud Marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 231, pp. 449-451, 1950.

AMBROGGI R. et ARAMBOURG C. — Sur le Maestrichtien et l'Eocène inférieur de la vallée du Sous (Sud Marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 232, pp. 170-171, 1951.

ASTRE G. — Sur une faune de Rudistes du Crétacé des plateaux sahariens du S de l'Atlas marocain (vallée de l'Oued Ziz). Etude paléontologique.
Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 61, fasc. 3, p. 345, 1931.

CHOUBERT G. — Sur la transgression mésocrétacée et l'évolution de la chaîne hercynienne sud-marocaine à travers le Secondaire.
C. R. Ac. Sc., t. 213, pp. 439-440, 1941.

CHOUBERT G. — Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain.
Soc. Sc. nat. Maroc, Livre jubilaire, pp. 307-394, 1948.

CHOUBERT G. et SALVAN H. — Essai sur la paléogéographie du Sénonien au Maroc.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. II, pp. 13-49, 1949.

DAGUIN F. — Sur une faune de Rudistes du Crétacé des plateaux sahariens au S de l'Atlas marocain (vallée de l'Oued Ziz). Description du gisement.
Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 61, fasc. 3, p. 343, 1931.

Daguin F. — Sur le Crétacé de la vallée de l'Oued Ziz (Maroc du Sud, confins du Tafilalet).
Bull. Soc. Géol. Fr., p. 537, 1931.

Daguin F. — Observations sur le Crétacé du Sud Marocain (Jbel Mechmech et Tazzouguert).
C. R. Congrès Assoc. fr. Avanc. Sc., Nantes, 1935, p. 290.

Gauthier H. — Les formations de passage du Crétacé à l'Eocène dans les bassins du Dadès et du Todrha (Sud du Haut Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 234, pp. 644-646, 1952.

Gauthier H. — Observations sur le Crétacé supérieur de la zone des Khelas et de la sous-zone subatlasique méridionale (Sud marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 234, pp. 859-860, 1952.

Lavocat R. — Découverte du Crétacé à Vertébrés dans le soubassement de la Hammada du Guir (Sud marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 226, pp. 1291-1292, 1948.

Lavocat R. — Découverte de restes d'un grand Dinosaurien sauropode dans le Crétacé du Sud marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 232, pp. 169-170, 1951.

Lavocat R. — Les gisements de Vertébrés crétacés du Sud marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 125-126, 1951.

Lavocat R. — Le gisement de Dinosauriens du Crétacé du Sud marocain.
R. C. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 12-13, 1952.

Moret L. — Contribution à la paléontologie des couches crétacées et éocènes du versant Sud de l'Atlas de Marrakech.
Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 49, 77 p, 1939.

Petitot M. L. — Sur quelques Rudistes peu connus du Maroc :
I. — *Apricardia Archiaci* d'Orbigny.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. III, pp. 175-185, 1949.

Petitot M. L. — Sur quelques Rudistes peu connus du Maroc :
II. — *Eoradiolites Lyratus* Conrad.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. IV, pp. 147-157, 1951.

Oligocène, Miocène, Plio-Villafranchien

Choubert G. — Sur la présence d'une pénéplaine ancienne dans le Sud Marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 213, pp. 491-493, 1941.

Choubert G. — Sur les déformations de la surface hammadienne et sur les mouvements atlasiques récents dans l'Anti-Atlas.
C. R. Ac. Sc., t. 213, pp. 526-527, 1941.

Choubert G. — Note préliminaire sur le Pontien au Maroc. Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 677-764, 1945, et *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 65, 1946.

Choubert G. — Réflexions au sujet du Pliocène continental.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. III, pp. 13-91, 1950.

Choubert G. et Lavocat R. — Les déformations et plis de la Hammada du Dra.
C. R. Ac. Sc., t. 231, pp. 451-453, 1950.

Depape G. et Gauthier H. — Découverte d'une flore éocène dans la vallée de l'Oued M'Goun au N d'El Kelaa, Maroc méridional.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. VI, 1952.

Gauthier H. — Sur l'Oligocène de la vallée de l'Oued Dadès (versant sud du Haut Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 231, pp. 1322-1324, 1950.

Gauthier H. — Sur le Pliocène et le Quaternaire de la région d'Ouarzazate (versant sud du Haut Atlas marocain).
C. R. Ac. Sc., t. 231, pp. 1519-1521, 1950.

Gauthier H. — Sur le Miocène continental et les mouvements post-pontiens dans le synclinal des Khelas (Maroc méridional).
C. R. Ac. Sc., t. 232, pp. 540-541, 1951.

Hindermeyer J. — Observations géologiques dans les Hammadas au Sud de Boudenib.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. III, pp. 105-139, 1950.

Jodot P. — Une espèce ancestrale de *Clavator* de Madagascar, Pulmonés terrestres rencontrés dans les poudingues aquitaniens du Sud constantinois.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 69-78, 1936.

Jodot P. — Recherches sur les Mollusques continentaux : 1. — Un nouveau *Clavator* fossile dans les calcaires lacustres hammadiens des confins algéro-marocains du Sud.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 185-191, 1938.

Jodot P. et Lavocat R. — Sur la faune des Gastropodes des terrains de couverture de la Hammada du Dra.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 297-299, 1950.

Jodot P. — Observations sur le peuplement du Nord de l'Afrique par les Mollusques continentaux pendant le Néogène.
C. R. somm. Soc. Biogéogr., n° 242, pp. 95-98, 1951.

Jodot P. — L'étrange lumachelle néogène à *Limicolaria Kem kemensis* sp. des Hammadas du Sud marocain présaharien.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. V, pp. 157-184, 1951.

Joly F. et Lavocat R. — Observations géologiques et morphologiques dans les Kem Kem de la Daoura (Maroc oriental).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 288-290, 1949.

Joly F. — Sur le dédoublement de la série tertiaire de la Hamada du Guir au S de Taouz et sur l'extension probable du Tertiaire dans le pays de la Daoura (Maroc sud-oriental).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 171-172, 1950.

Joly F. — Les Aït Khebbache de Taouz (Maroc sud oriental).
Trav. Inst. Rech. sahariennes Alger, t. VII, p. 33, 1951.

Lavocat R. — Sur l'existence de plissements affectant les terrains récents de la Hammada du Guir.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 134-135, 1948.

Lavocat R. — Quelques observations dans les Hammadas du Sud marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 158-159, 1949.

Lavocat R. — Sur l'âge de la Hammada du Dra.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 141-142, 1950.

Lecointre G. — Sur le Pliocène et Quaternaire du Sud-Ouest Marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 158-159, 1939.

Lecointre G. — Sur le Néogène des environs d'Agadir n'Irhir (Maroc SW).
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 86-87, 1947.

Menchikoff N. — Sur les dépôts post-turoniens des Confins algéro-marocains du Sud.
C. R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 53-54, 1946.

Quaternaire

Ambroggi R. et Choubert G. — Sur les calcaires lacustres des feijas.
Notes Serv. Géol. Maroc, t. II, pp. 9-11, 1949.

Antoine M. — Sur la présence d'un gisement de Paléolithique ancien dans les alluvions du Haut Dra. (Versant sud du Grand Atlas).
Bull. Soc. Préhist. du Maroc, t. VII, 1933.

Bourcart J. — Sur une formation quaternaire ancienne le long de la côte du Sud marocain.
C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 161-163, 1926.

Bourcart J. — Notice sur un essai de carte géologique du Quaternaire de la zone atlantique du Maroc.
C. R. Congrès Internat. Géogr., Paris, t. II, pp. 818-821, 1931.

Choubert G. — Essai d'interprétation de la courbe des terrasses marines quaternaires.
C. R. Ac. Sc., t. 223, pp. 511-513. 1946.

Choubert G. — Sur l'influence des pluviaux sur le creusement et le comblement fluviatiles pendant le Quaternaire.
C. R. Ac. Sc., t. 223, pp. 810-811, 1946.

Choubert G. et Bryssine G. — Sur les formations continentales du Quaternaire marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 223, pp. 863-865, 1946.

Choubert G. — Sur l'âge des regs quaternaires du Sud marocain.
C. R. Ac. Sc., t. 223, pp. 911-913, 1946.

CHOUBERT G. — Au sujet des croûtes calcaires quaternaires.
C. R. Ac. Sc., t. 226, pp. 1630-1631, 1948.

CHOUBERT G. — Sur la nature des limons rouges superficiels du Maroc.
C. R. Ac. Sc., t. 227, pp. 639-641, 1948.

DRESCH J. — Les mouvements quaternaires en Afrique du Nord, croûtes calcaires et limons rouges en Afrique du Nord.
Bull. Soc. Géogr., n° 309, pp. 88-90, 1949.

DRESCH J., JOLY F. et RAYNAL R. — Evolution des versants et creusement à la bordure nord-occidentale du Sahara.
Bull. Assoc. Géogr. Fr., n° 216-217, pp. 58-63, 1951.

JOLY F. — Pediments et glacis d'érosion dans le Sud-Est du Maroc.
C. R. XVI^e Congrès Int. Géogr. Lisbonne, pp. 110-125, 1950.

INDEX DES PLANCHES

1re PARTIE

Schéma structural du Maroc 74
Carte hypsométrique du Maroc 74

2e PARTIE

Pl. 1. — *Carte géologique de l'Anti-Atlas* 80
Pl. 2. — *Schéma paléogéographique du cycle sédimentaire des Calcaires inférieurs* 96
Pl. 3. — *Schéma paléogéographique de la série régressive lie-de-vin et début de la transgression du Géorgien* 100
Pl. 4. — *Schéma paléogéographique du cycle sédimentaire Géorgien* s. s. 100
Pl. 5. — *Schéma paléogéographique de l'Acadien* 108
Pl. 6. — *Schéma paléogéographique de l'Ordovicien* 112
Pl. 7. — *Schéma paléogéographique du Dévonien* 116
Pl. 8. — *Schéma paléogéographique du Dinantien* 128
Pl. 9. — *Schéma paléogéographique des bassins westphaliens et stéphaniens* 132
Pl. 10. — *Schéma tectonique des plissements hercyniens* 136
Pl. 11. — *Schéma paléogéographique des mers du Lias et du Jurassique* 144
Pl. 12. — *Schéma paléogéographique du Mésocrétacé* 144
Pl. 13. — *Schéma paléogéographique du Sénonien* 148
Pl. 14. — *Schéma paléogéographique de l'Eocène et de l'Oligocène* ... 152
Pl. 15. — *Schéma paléogéographique du Miocène continental (Pontien)* 156
Pl. 16. — *Schéma paléogéographique du Pliocène et du Villafranchien* 160

IMPRIMÉ PAR EDITA, 11, RUE GAY-LUSSAC, A CASABLANCA
SUR LES PRESSES DE L'IMPRIMERIE MARCEL BON, A VESOUL
———— Dépôt légal : Imp. N° 147-III-52 ————

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
3 0112 047251209